



Etude et gestion des impacts hydrogéomorphologiques de la périurbanisation. L'exemple du bassin de l'Yzeron dans l'Ouest lyonnais

Loic Grospretre

► To cite this version:

Loic Grospretre. Etude et gestion des impacts hydrogéomorphologiques de la périurbanisation. L'exemple du bassin de l'Yzeron dans l'Ouest lyonnais. Géographie. Université Lumière - Lyon II, 2011. Français. NNT: . tel-00738293

HAL Id: tel-00738293

<https://theses.hal.science/tel-00738293>

Submitted on 3 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE LUMIERE LYON 2
Ecole doctorale des sciences sociales ED 483 ScSo
Laboratoire Environnement, Ville, Société (UMR 5600)

**Etude et gestion des impacts
hydrogéomorphologiques de la périurbanisation.
L'exemple du bassin de l'Yzeron
dans l'Ouest lyonnais**

*Thèse de doctorat de géographie, aménagement et urbanisme
présentée et soutenue publiquement le 12 décembre 2011 par*

Loïc GROSPRETRE

sous la direction de Hervé PIÉGAY et Laurent SCHMITT

Jury :

Anne CHIN

Professeur à l'Université du Colorado, Etats-Unis

Jean-Paul BRAVARD

Professeur émérite à l'Université Lumière Lyon 2

Stéphane GUERIN

Directeur du Syndicat d'Aménagement et de Gestion
de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières

Jean-Luc PEIRY, rapporteur

Professeur à l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand

François PETIT, rapporteur

Professeur à l'Université de Liège, Belgique

Hervé PIEGAY, directeur

Directeur de recherche au CNRS

Laurent SCHMITT, directeur

Professeur à l'Université de Strasbourg

REMERCIEMENTS

Cette thèse n'aurait pas pu aboutir sans les nombreux soutiens dont j'ai bénéficié au cours de sa réalisation.

En premier lieu, je tiens sincèrement à remercier mes directeurs de thèse, Hervé Piégay, directeur de recherche du CNRS à l'UMR 5600, et Laurent Schmitt qui, après avoir été maître de conférences à l'Université Lyon 2 (UMR 5600 du CNRS) pendant la quasi-totalité de ma thèse, a intégré l'Université de Strasbourg (ERL 7230 du CNRS) en tant que professeur depuis septembre 2011. Laurent est à l'origine de cette thèse et a donc très largement œuvré pour réunir les financements nécessaires et pour me fournir les conditions matérielles appropriées. Il m'a ensuite encadré au quotidien et m'a sans cesse encouragé, allant bien au-delà d'une « simple » direction scientifique. Hervé m'a mis le pied à l'étrier en m'encadrant durant mes deux années de Master. Il m'a ensuite apporté durant la thèse de précieux conseils ainsi qu'un soutien logistique, moral et amical. Je leur serais toujours reconnaissant de leur soutien et de leur confiance.

Mes remerciements vont également au Syndicat d'Aménagement et de Gestion de l'Yzeron, du Ratier et du Charbonnières (SAGYRC), au Grand Lyon et à l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine de Lyon (OTHU), qui ont financé cette thèse et une partie du matériel nécessaire. Les discussions avec Stéphane Guérin, Raphaël Roy, Pierre Lehmann (SAGYRC) et Juliette Pécoraro (Grand Lyon) ont de plus contribué à enrichir mon travail et mes réflexions sur la gestion des eaux pluviales et des hydrosystèmes périurbains. Une partie des financements provient également du programme ANR-AVuPUR 2007 (*Assessing the vulnerability of periurban rivers*).

Je tiens à remercier Pascal Breil (Cemagref de Lyon) et Frédéric Liébault (Cemagref de Grenoble) pour leur participation à mon comité de thèse, ainsi que Anne Chin (Université du Colorado), Jean-Paul Bravard (Université Lyon 2), Stéphane Guérin (SAGYRC), Jean-Luc Peiry (Université Blaise Pascal) et François Petit (Université de Liège) pour m'avoir fait l'honneur de participer au jury et d'évaluer mon travail. Les remarques pertinentes de Frédéric concernant le transport solide ont notamment contribué à approfondir l'analyse des débits critiques de mise en mouvement. Au-delà de sa participation au comité de thèse, la contribution de Pascal Breil à l'analyse des évolutions hydrologiques du bassin versant, et plus particulièrement sur le ruisseau de la Chaudanne, a été fondamentale.

Je remercie encore Jean-Paul Bravard (Université Lyon 2), ainsi que Nicolas Jacob (Université Lyon 2) et Stéphane Gaillot (service archéologique de la ville de Lyon), pour leur aide dans l'interprétation des évolutions des fonds de vallée et de la mise en place des formations superficielles.

Ce travail a bénéficié de celui des nombreux étudiants qui, dans le cadre de leur stage ou de leur Master, ont participé aux recherches sur le bassin de l'Yzeron : Laurent Valette (2004) qui a contribué à adapter la typologie hydrogéomorphologique de L. Schmitt (2004) sur les cours d'eau du bassin de l'Yzeron ; Marylise Cottet (2005) et Grégoire Privolt (2009) qui ont retracé l'évolution historique de l'occupation du sol ; Raphaëlle Cordier (2006) qui a analysé les réactions dendrochronologiques des arbres riverains de certains cours d'eau incisés ; Aurélie Ruiz (2006) et Adrien Barra (2009) qui ont participé au suivi des conditions critiques de mise en mouvement des particules sur les ruisseaux de la Chaudanne et des Presles ;

Benoît Viallon (2008) qui a exploré l'influence des formations superficielles sur les incisions du ruisseau des Prés Mouchettes ; Hugo Delile (2009) qui a étudié la mise en place des formations superficielles dans les fonds de vallées élémentaires de quatre sous-bassins de l'Yzeron. Il faut souligner qu'une partie importante des données exploitées dans ma thèse proviennent de leurs travaux.

Merci également aux personnes qui m'ont fourni les données indispensables à certaines analyses, et notamment à Christine Jacqueminet (Université Jean Monnet), Saïda Kermadi (Université Lyon 2), Kristell Michel (ENS-LSH de Lyon), David Béal (UMR 5600), Juliette Pécoraro (Grand Lyon) et Raouf Gnouma (Cemagref de Lyon) pour les données cartographiques, à Pascal Breil et Flora Branger (Cemagref de Lyon) pour les données hydrologiques sur le ruisseau de la Chaudanne, ainsi qu'à Benoît Sarrazin (ISARA) pour les données limnimétriques et pluviométriques sur le ruisseau des Presles.

Merci encore à Yvan Béranger (OTHU), Vincent Gaertner (UMR 5600), David Béal (UMR 5600 ; heureusement qu'il y avait ta routine !), Jérôme Lejot (Université Lyon 2), Simon Dufour (Université Rennes 2) et Patrice Carbonneau (Université de Durham) pour leur appui technique. Ces remerciements s'étendent également à l'ensemble des doctorants et ingénieurs d'étude de l'UMR 5600 et de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon pour les nombreuses aides ponctuelles et les diverses discussions scientifiques qui ont alimenté mes réflexions.

Je n'oublie pas tous ceux qui ont participé à la collecte des données, dans des conditions parfois ludiques, parfois difficiles : Marco Hernandez, Frédéric Lopes, Stéphane Ruggeri, Manuel et Valentin Olinger, Marion Peredes, Robin Jenkinson, Kristell Michel, Adrien Alber, Anne-Julia Rollet, Jérôme Lejot, Anne Hervouet, Christopher Gomez... en espérant qu'il ne manque personne !

Enfin, je remercie infiniment mon entourage familial et amical qui a supporté mes longues absences, et dont le soutien et les encouragements ont été précieux. Un grand merci en particulier à Kristell, pour sa compréhension et son extrême patience !

RESUME

Le bassin de l'Yzeron (147 km²) est composé de trois grands ensembles : 1) à l'ouest, les Monts du Lyonnais essentiellement ruraux ; 2) au centre, le Plateau Lyonnais, sur une grande partie duquel s'étend l'actuelle couronne périurbaine de l'agglomération lyonnaise ; 3) à l'est, la paléovallée du Rhône et de la Saône, dont la majeure partie est occupée par une urbanisation dense.

Un grand nombre d'incisions ont été identifiées à l'aide d'indicateurs visuels et des relations de géométrie hydraulique aval (*space-time substitution technique*). L'ensemble des tronçons incisés se situe sur les cours d'eau de tête de bassin (ordre 1 ou 2 selon Strahler). Les incisions sont plus importantes sur le Plateau Lyonnais où elles ont principalement été engendrées par l'imperméabilisation des sols et le développement des réseaux de drainage artificiels. Le rôle de l'urbanisation est également souligné par les analyses dendrochronologiques des arbres riverains qui montrent que les incisions ont principalement débuté entre 1970 et 1990. En effet, la superficie des zones urbaines a doublé durant cette période dans le bassin de l'Yzeron (Radojevic et al. 2002), et cette progression moyenne a probablement été supérieure sur le plateau qui a connu la plus forte croissance démographique relative. Sur le plateau, aucune incision n'a été identifiée dans les bassins dont le taux d'imperméabilisation est inférieur à 10%, seuil déjà observé par plusieurs auteurs dans différentes régions (Schueler 1995 d'après Doll et al. 2002, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a, Coleman et al. 2005).

Néanmoins, un tiers des incisions (en pourcentage de la longueur totale des tronçons incisés) se situent également dans les Monts du Lyonnais où l'urbanisation s'est très peu développée. Dans cette unité paysagère, la croissance des arbres riverains n'a pas été affectée par l'abaissement du niveau du lit si bien que nous n'avons pas pu dater les incisions. Les faibles dimensions des chenaux incisés et leur stade d'évolution suggèrent néanmoins qu'il s'agit également d'incisions relativement récentes, bien que leurs origines puissent remonter à plusieurs décennies, voire plusieurs siècles. En effet, l'étude de l'évolution pluriséculaire de l'occupation du sol a montré que l'emprise des terres cultivées, et plus particulièrement des labours et des vignes, était nettement plus importante au 19^{ème} et au début du 20^{ème} siècle. Par ailleurs, l'ancienneté des occupations humaines dans la région lyonnaise, ainsi que certaines archives historiques (Privolt 2010 ; N. Jacob, communication personnelle), suggèrent que ces terres cultivées étaient très étendues bien avant le 19^{ème} siècle. Celles-ci ont donc probablement favorisé pendant plusieurs siècles une production sédimentaire abondante des versants et des dépôts corrélatifs dans les fonds de vallée. C'est d'autant plus probable que les terres cultivées se situaient principalement sur les versants alors que les fonds de vallée, plus humides, étaient généralement en prairies. La rugosité plus élevée des fonds de vallées a donc pu contribuer au dépôt des sédiments issus du ruissellement sur les versants cultivés (colluvions) ou des débordements de crues (alluvions). Les statistiques annuelles du 20^{ème} siècle ont montré une importante diminution des surfaces agricoles. Dans les Monts du Lyonnais, celles-ci ont été principalement remplacées par des prairies et, plus récemment, par des boisements. Cette évolution a fortement diminué le ruissellement et l'érosion des sols, d'où un déficit sédimentaire relatif qui contribue à perturber l'équilibre des chenaux. De plus, l'exhaussement des chenaux dans les fonds de vallée propices au remplissage sédimentaire (en tête de bassin, avec une pente faible et une largeur plus importante) a entraîné une augmentation de la pente avec les tronçons aval dont l'énergie est relativement plus forte (absence de dépôts), ce qui favorise des incisions régressives. Sur le Plateau Lyonnais, les

terres agricoles ont également laissé place aux surfaces urbaines. Aussi, lorsque l'urbanisation se développe sur un bassin versant ayant subi les effets à long terme des labours, ces deux dernières perturbations se cumulent et peuvent engendrer des incisions extrêmement développées, comme c'est par exemple le cas sur le ruisseau de la Chaudanne.

De plus, quelle que soit l'occupation du sol, les drains artificiels (routes, pistes, réseaux d'assainissement) peuvent entraîner des incisions. Celles-ci sont d'autant plus longues que la longueur des drains et la pente du fond de vallée augmentent. Cette tendance peut être expliquée par la faible disponibilité en sédiments mobilisables dans le lit et les berges : à mesure que les volumes déversés par les drains augmentent, la recharge sédimentaire s'accomplit sur un plus grand linéaire de cours d'eau faute de pouvoir être pleinement satisfaite dans les dimensions verticales et latérales ; lorsque la pente augmente, les chenaux présentent plus de matériaux grossiers résistants à l'érosion et une plus faible dynamique latérale, ce qui favorise encore davantage les ajustements dans la dimension longitudinale. L'influence secondaire de la pente peut également être liée à l'épaisseur des formations superficielles et à la taille du bassin versant : de manière générale, l'épaisseur des formations superficielles est plus faible dans les fonds de vallée à forte pente si bien que les drains artificiels peuvent intercepter plus efficacement les écoulements subsurfaciques ; ces fonds de vallée drainent des bassins versants plus petits où la part des écoulements subsurfaciques est naturellement plus élevée, si bien que l'augmentation des écoulements superficiels est relativement plus intense après implantation de routes ou de pistes. Par ailleurs, l'influence de la taille du bassin versant a été clairement mise en évidence, même parmi les cours d'eau de faible rang : aucune incision n'a été recensée au-delà de 4 km², et ce seuil descend à 2 km² sur la plupart des cours d'eau des Monts du Lyonnais. Les petits cours d'eau sont donc intrinsèquement plus sensibles à toute perturbation qui contribue à réduire la capacité d'infiltration des sols et à intercepter les écoulements subsurfaciques. La sensibilité à l'incision dépend également de la morphologie des fonds de vallée qui peut être prise en compte par une approche typologique (Schmitt et al. 2004). Nos résultats soulignent l'intérêt de cette typologie hydrogéomorphologique qui, associée à la superficie des bassins versants, permet d'identifier les cours d'eau potentiellement sensibles aux incisions.

Les effets hydrologiques des déversoirs d'orages sur la stabilité du lit des cours d'eau ont été étudiés sur le ruisseau de la Chaudanne qui présente la plus importante incision du bassin versant. Les déversements augmentent fortement l'intensité et la fréquence de la plupart des crues morphogènes (supérieures au débit critique) mais ne s'accompagne pas d'une augmentation équivalente de leur durée annuelle. Ils tendent également à diminuer les débits de basses eaux et la durée annuelle des crues de faible intensité, du moins par rapport aux crues plus intenses. Cela entraîne une modification de l'efficacité géomorphologique relative des écoulements de différentes intensités. Les chenaux doivent alors s'ajuster à des débits nettement plus élevés mais brefs, ce qui peut considérablement retarder le rétablissement d'un nouvel équilibre morphodynamique (temps de relaxation plus long). Cette évolution pourrait également expliquer le fait que la réponse du chenal se soit manifestée par une importante incision plutôt que par un ajustement progressif de ses dimensions.

Bien que les tronçons incisés ne représentent qu'une partie relativement faible du réseau hydrographique (6%), les taux d'agrandissement des chenaux sont considérables (11,7 en moyenne) et les berges érodées sont majoritairement constituées de sables (53% en moyenne). Les incisions constituent donc une importante source de sédiments fins. D'après les traçages par fluorescence, la fourniture sédimentaire depuis les tronçons incisés en amont représente 27 à 62% du transport solide annuel de la rivière Yzeron pour la fraction 0,5-4 mm (66% des dépôts sableux). Ce résultat montre que les incisions de tête de bassin contribuent de manière

significative à l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique (ordre 3 à 5 selon Strahler) étant donné leur faible capacité à évacuer ces sédiments. Leur capacité de transport est également fortement diminuée par la présence de nombreux seuils artificiels. Quand la pente est faible, ces aménagements peuvent entraîner un ensablement du lit sur plusieurs dizaines voire plusieurs centaines de mètres.

Enfin, nous avons formulé diverses recommandations opérationnelles pour limiter les impacts hydrogéomorphologiques liés à l'anthropisation du bassin en général, et à l'urbanisation en particulier. Ces recommandations reposent sur trois échelles d'intervention : les versants, les cours d'eau de tête de bassin et les branches principales du réseau hydrographique. Les mesures proposées visent notamment à ralentir ou à stocker temporairement les flux hydriques sur les versants, à contrôler et à redresser le profil en long des tronçons incisés dans le cas d'enjeux locaux, et à piéger une partie de la charge sableuse en transit en amont des tronçons les plus sensibles à l'ensablement.

ABSTRACT

The Yzeron basin (147 km²) consists of three major units: 1) in the west, the *Monts du Lyonnais*, a subdued mountain whose land is predominantly rural; 2) in the center, the *Plateau Lyonnais*, a plateau over a large part of which extends the current periurban belt of Lyon; 3) in the east, the paleovalley of the Rhône and Saône Rivers, most of which is occupied by a dense urbanization.

Many incisions have been identified using field indicators and downstream hydraulic geometry relationships (space-time substitution technique). All incised reaches are located in headwater streams (1st and 2nd Strahler order). Incisions are more important on the *Plateau Lyonnais* where they were mainly caused by impervious surfaces and storm sewer outlets. The effect of urbanization is also emphasized by dendrochronological analyses of riparian trees showing that these incisions mostly began between 1970 and 1990. Indeed, urban areas have doubled during this period over the entire Yzeron basin, rising from 15 to 30% (Radojevic et al. 2002), and this average increase was probably higher on the plateau which had in the same time the highest relative population growth. On the plateau, no incision was identified in the basins which impervious cover is less than 10%, threshold already observed by several authors in different regions (Schueler 1995 after Doll et al. 2002, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a, Coleman et al. 2005).

Nevertheless, one third of the incisions (as a percentage of total length of incised reaches) were also identified in the *Monts du Lyonnais* where urbanization is poorly developed. In this area, riparian trees growth was not affected by bed lowering so we cannot date the incisions. Nevertheless, small dimensions of incised channels and their stage of evolution suggest that it is also relatively recent incisions, although their origins can back several decades, even centuries. Indeed, the study of historical land use evolution shows that croplands, especially arable land (cereal crops mainly) and vines, were much more developed in the 19th and early 20th centuries. Moreover, the age of human settlements in the Lyon region, as well as some historical archives (Privolt 2010; N. Jacob, personal communication), suggest that these croplands were extensive well before the 19th century. This may have contributed for centuries to soil erosion on the slopes and sedimentary fill of the valley bottoms. This is even more likely that croplands were mainly on slopes while valley bottoms, wetter, were generally in meadows. Then, higher roughness valley bottom was favorable to the deposit of particles eroded by runoff on cultivated slopes (colluviums) or carried by overflows during flood (alluviums). Land use data indicates a significant decrease in agricultural land, especially vineyards and plowed fields, during the 20th century. In the *Monts du Lyonnais*, these have mainly been replaced by grasslands and, more recently, by afforestation. This change has greatly reduced runoff and soil erosion, leading to a relative sediment deficit that contributes to disrupt channel stability. In addition, bed aggradation in valley bottoms which experienced initially sedimentary fill (headwater basins, with a gentle slope and a greater width) has resulted in a local slope increase with downstream reaches whose energy is relatively stronger (no deposits), which ultimately promotes regressive incisions. In the *Plateau Lyonnais*, croplands have also been replaced by urban areas. Then, when urbanization extends after long-term effects of cropland, the latter two disturbances are cumulative and may result in incisions highly developed, as for example in the Chaudanne River.

Furthermore, whatever the land use, artificial drainage networks (roads, trails, storm sewers) can lead to incisions. These are all longer than drains length and valleybottom slope increases. This trend could be related to the low availability of mobile sediment in the bed and banks: as water inputs increases with drain length, more distance is necessary to satisfy sediment transport capacity because it cannot be fully satisfied by erosion in the vertical and lateral dimensions; when slope increases, channels have more coarse material resistant to erosion and lower lateral dynamics, which promotes further adjustments in longitudinal dimension. The secondary influence of slope may be related to soil thickness and basin size: in general, soil thickness is lower in steep valley bottoms so that artificial drains are more able to intercept subsurface runoff; steep valley bottoms are also associated with smaller basins where subsurface runoff is usually dominant so that surface runoff increase may be higher after roads or trails development. Moreover, influence of basin size was clearly highlighted even among low order streams: there is no incision beyond 4 km², and this threshold drops to 2 km² for most streams in the *Monts du Lyonnais*. Small streams are thus more sensitive to hydrologic disturbances, i.e. all human interventions that help to reduce infiltration and to intercept subsurface runoff. Geomorphic sensitivity to incision depends also to valley bottom morphology that can be described by a typological approach (Schmitt et al. 2004). Our results highlight the usefulness of this hydrogeomorphic typology, combined with the drainage area, to quickly identify stream reaches potentially sensitive to incision.

Hydrological effects of combined sewer overflows on streambed stability were studied in the Chaudanne River where the largest incision was identified. Combined sewer overflows increase frequency and intensity of most morphogenic floods (above the critical discharge) but it is not accompanied by an equivalent increase of their annual duration. It also tends to reduce discharges at low flow and the annual duration of low intensity floods, at least compared to largest floods. This causes a change in the relative geomorphic effectiveness of discharges of different intensities. Channels must therefore adjust to significantly higher discharges, but short, delaying the recovery of a new morphodynamic equilibrium (longer relaxation time). This may also explain the nature of the channel response, i.e. a large incision rather than a gradual adjustment of its size.

Although incised reaches extend only over a relatively small part of the Yzeron hydrographic network (6%), channel enlargement ratios are significant (11,7 on average) and eroded banks are mainly composed of sand (53% on average). Headwater channel incisions are therefore an important source of fine sediment for the main branches of the river system (3rd to 5th Strahler order), with sandy sedimentation problems. According to fluorescent sand tracking, sediment delivery from upstream incised reaches represents from 27 to 62% of the annual sediment transport of the Yzeron River for the fraction 0,5-4 mm (66% of downstream sand deposits). Despite the uncertainties in sediment transport estimates, this result suggests that headwater channel incisions are a major problem for instream physical habitat given the low capacity of the system to remove these sediments. Transport capacity of the main branches is also greatly reduced by a large number of weirs. When the bed slope is low, these structures systematically result in a sandy bed of several tens or even hundreds of meters.

Finally, we have formulated various operational recommendations to limit hydrogeomorphic impacts due to anthropization, and especially urbanization. These recommendations are based on three scales of intervention: hillslopes, headwater stream channels and main branches of the river network. The proposed measures aim in particular to slow down or temporarily store waterflows on hillslopes, to control and adjust the long profile of incised reaches in case of local issues, and to trap some of the sand load upstream reaches most sensitive to sand deposits.

TABLE DES MATIERES

Remerciements	3
Résumé / Abstract.....	5
Table des matières	11
INTRODUCTION	15
1- Contexte de recherche.....	15
2- Objectifs et hypothèses.....	16
3- Organisation de la thèse	17
 Partie 1 – Cadre thématique et géographique.....	 21
CHAPITRE 1-A – CADRE THEMATIQUE : MODIFICATIONS HYDROGEOMORPHOLOGIQUES ET IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX LIES A L'URBANISATION	23
1- Modifications du régime hydrologique	25
1.1- Augmentation des volumes ruisselés	25
1.2- Accélération de la réponse hydrologique du bassin versant	26
1.3- Effets sur les écoulements concentrés	26
2- Modifications de la production sédimentaire des bassins versants	28
2.1- Evolution temporelle de la production sédimentaire	28
2.2- Contribution des différentes sources de sédiments	32
3- Modifications de la morphologie des cours d'eau	32
3.1- Balance de Lane	32
3.2- Interventions humaines directes sur la morphologie des cours d'eau	34
3.3- Modifications anthropiques indirectes	35
3.3.1- Intensification des processus d'érosion	35
3.3.2- Ajustement de la géométrie des chenaux.....	36
3.3.3- Autres ajustements morphologiques : modifications du tracé en plan, des faciès d'écoulement et de la granulométrie du lit.....	38
4- Impacts écologiques et socio-économiques	39
4.1- Modification de la ripisylve et des habitats aquatiques et riverains	39
4.2- Dégradation de la qualité de l'eau	40
4.3- Biodiversité des cours d'eau urbains	40
4.4- Impacts sur les zones inondables et les aménagements riverains	41
5- Sensibilité des hydrosystèmes à l'urbanisation	41
5.1- Seuils de sensibilité	41
5.2- Temps de réponse.....	43
5.3- Influence des caractéristiques intrinsèques des bassins versants	46
5.4- Influence des modalités de l'urbanisation	47
6- Synthèse	48
 CHAPITRE 1-B – CADRE GEOGRAPHIQUE : LE BASSIN VERSANT DE L'YZERON.....	 51
1- Contexte morphostructural : mise en place et caractéristiques des unités hydrogéomorphologiques naturelles du bassin versant	53
2- Le réseau hydrographique : typologie hydrogéomorphologique des cours d'eau	55
3- Evolution démographique et occupation du sol actuelle	57
4- Contexte climatique et hydrologique.....	60

Partie 2 – Etat des lieux et compréhension des dysfonctionnements géomorphologiques 63

CHAPITRE 2-A – INCISIONS DES COURS D’EAU DE TETE DE BASSIN..... 65

1- Origines, évolutions et impacts des incisions de cours d’eau	67
1.1- Diversité des incisions	67
1.2- Evolution des chenaux incisés	68
1.2.1- Modèles d’évolution	68
1.2.2- Temps de réponse et conditions de retour à l’équilibre	70
1.3- Impacts écologiques et socio-économiques	71
2- Méthodes	72
2.1- Inventaire des tronçons incisés	72
2.1.1- Parcours et collecte des données sur le terrain	72
2.1.2- Identification et description des tronçons incisés	74
2.2- Analyses dendrochronologiques des arbres riverains des tronçons incisés	76
2.2.1- Collecte des données : prélèvements dendrochronologiques et consultation des archives locales et départementales	76
2.2.2- Analyse des données : courbes de croissance et écarts aux modèles de croissance	78
2.3- Analyses statistiques	79
2.3.1- Segmentation du réseau hydrographique	79
2.3.2- Sélection et renseignement des variables	81
2.3.3- Outils statistiques	82
3- Résultats	83
3.1- Distribution spatiale des incisions	83
3.2- Datation des incisions	85
3.2.1- Exemple de résultat sur le ruisseau de la Chaudanne	85
3.2.2- Résultats pour l’ensemble des tronçons étudiés	86
3.3- Identification des paramètres de contrôle des incisions	89
3.3.1- Description du jeu de données	89
3.3.2- Identification des principales variables explicatives et interprétations	91
3.3.3- Essai de modélisation de la probabilité des incisions en fonction des principales variables explicatives	105
4- Conclusion	109

CHAPITRE 2-B – ENSABLEMENT DES BRANCHES PRINCIPALES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE...111

1- Méthodes	113
1.1- Inventaire des tronçons ensablés	113
1.2- Estimation du transport sableux sur l’Yzeron	113
1.2.1- Mesures des volumes transportés par les crues	115
1.2.2- Modélisation et estimation du transport annuel moyen	120
2- Résultats	120
2.1- Distribution spatiale des tronçons ensablés	120
2.2- Influence de la pente et de la morphologie des cours d’eau	123
2.3- Influence des seuils artificiels	125
2.4- Influence des incisions	126
2.4.1- Fourniture sableuse depuis les tronçons incisés	126
2.4.2- Estimation du transport sableux annuel moyen	127
2.4.3- Bilan : influence des apports des tronçons incisés sur l’ensablement des branches principales du réseau hydrographique	128
3- Conclusion	130

Partie 3 – Perturbations anthropiques et implications sur la morphologie des cours d'eau 133

CHAPITRE 3-A – INFLUENCES DES REJETS URBAINS SUR LA STABILITE DES COURS D'EAU135

1- Mise en mouvement des particules sur un lit à fond mobile : approches méthodologiques et paramètres de contrôle	137
1.1- Définition du seuil de mise en mouvement et transport partiel	137
1.2- Les forces tractrices de mise en mouvement	138
1.2.1- Mise en mouvement sur un lit à granulométrie uniforme : influence de la taille absolue des particules	138
1.2.2- Mise en mouvement sur un lit à granulométrie étendue : influence de la taille relative des particules	139
1.2.3- Influences des méthodes employées	140
1.2.4- Variabilité des conditions de mise en mouvement entre les cours d'eau ou tronçons de cours d'eau	147
1.3- Débits unitaires et puissances spécifiques de mise en mouvement	152
1.3.1- Avantages par rapport aux relations prédictives basées sur les forces tractrices	152
1.3.2- Les relations basées sur les débits unitaires	153
1.3.3- Les relations basées sur les puissances spécifiques	154
1.4- Conclusion pour l'application des relations prédictives de mise en mouvement	158
2- Tronçons d'étude	161
2.1- Ruisseau de la Chaudanne	161
2.2- Ruisseau des Presles	161
3- Méthodes	163
3.1- Evaluation des conditions critiques de mise en mouvement	163
3.1.1- Approche théorique	164
3.1.2- Approche de terrain	167
3.2- Analyse des influences hydrologiques de l'urbanisation	174
4- Résultats	175
4.1- Débits critiques de mise en mouvement sur le ruisseau de la Chaudanne	175
4.1.1- Approche théorique	175
4.1.2- Approche de terrain	180
4.1.3- Bilan des deux approches : débit de mise en mouvement pour un tronçon non incisé	185
4.2- Débits critiques de mise en mouvement sur le ruisseau des Presles	187
4.2.1- Approche théorique	187
4.2.2- Approche de terrain	189
4.2.3- Bilan : débit de mise en mouvement sur le tronçon témoin	190
4.3- Influence hydrologique de l'urbanisation	191
4.3.1- Reconstitution des débits sur le ruisseau de la Chaudanne : évolution générale des débits et analyse critique des résultats du filtrage	191
4.3.2- Evolution des dépassements des débits critiques de mise en mouvement	193
5- Interprétation des résultats et discussion	196
5.1- Influence de l'urbanisation sur les crues morphogènes	196
5.2- Limites et perspectives	199

CHAPITRE 3-B – EVOLUTION PLURISECULAIRE DES FONDS DE VALLEE DE TETE DE BASSIN201

1- Evolution de l'occupation du sol	203
1.1- Sources de données	203
1.2- Evolution de quatre sous-bassins	203
1.3- Evolution des territoires communaux	207
2- Eléments chronologiques sur la mise en place et le déstockage des formations superficielles des fonds de vallée	211
2.1- Etude d'une coupe stratigraphique sur le ruisseau de la Chaudanne	211
2.2- Informations complémentaires	214
3- Synthèse et conclusion	215

Partie 4 – Eléments de gestion..... 217

1- Principes généraux pour la gestion des perturbations hydro-géomorphologiques des petits hydrosystèmes périurbains.....	221
1.1- Introduction : échelles de gestion et types d'intervention	221
1.2- Régulation des flux hydriques et sédimentaires à l'échelle du bassin versant	222
1.2.1- Favoriser l'infiltration.....	222
1.2.2- Favoriser le stockage temporaire.....	222
1.2.3- Ralentir les écoulements.....	224
1.3- Stabilisation du lit et des berges à l'échelle du tronçon de cours d'eau	225
1.3.1- Implantation de structures de contrôle de la pente	225
1.3.2- Elargissement ou recalibrage de la section en travers.....	226
1.3.3- Augmentation de la fourniture sédimentaire	228
2- Préconisations pour la gestion du bassin versant de l'Yzeron	228
2.1- Première échelle d'intervention : les versants	228
2.1.1- Pour une meilleure gestion du ruissellement pluvial.....	229
2.1.2- Pour une meilleure connaissance de l'impact hydrologique des aménagements urbains	229
2.2- Deuxième échelle d'intervention : les affluents de têtes de bassin versant (cours d'eau d'ordre 1 à 2)	230
2.2.1- Principe général pour la gestion des cours d'eau et fonds de vallée de tête de bassin	231
2.2.2- Gestion des rejets d'eaux pluviales et des déversoirs d'orages.....	231
2.2.3- Gestion des tronçons incisés.....	232
2.3- Troisième échelle d'intervention : les branches principales du réseau hydrographique (cours d'eau d'ordre 3 à 5)	238
2.3.1- Démantèlement des seuils artificiels	239
2.3.2- Implantation de bassins de dessablement.....	239
2.3.3- Gestion locale des atterrissements sableux : favoriser l'auto-curage	242
2.3.4- Préservation de la dynamique latérale	245
2.3.5- Suivi de l'ensablement	246
CONCLUSION GENERALE.....	251
Notations	253
Liste des figures.....	255
Liste des tableaux.....	259
Bibliographie	261
Annexes	285

INTRODUCTION

1- Contexte de recherche

Les formes fluviales et les dynamiques qui les animent sont principalement contrôlées par le climat et l'Homme, ainsi que par les héritages géomorphologiques et biogéographiques. L'intensité et la nature des perturbations anthropiques ont considérablement évolué depuis près de 5 000 ans (Gregory 2006). Dans certaines régions, les premières perturbations significatives de la végétation par le développement de l'agriculture remontent à l'Âge du Bronze, où elles ont notamment accéléré l'érosion des sols et la fourniture sédimentaire des versants aux cours d'eau (Allée 2003, Lang 2003, Miras et al. 2004, Franc 2005, Hooke 2006, Provansal et Leveau 2006). Au cours des 19^{ème} et 20^{ème} siècles, les aménagements (chenalisation, barrages, digues...) et l'exploitation des granulats ont entraîné des changements morphologiques majeurs des cours d'eau de la plupart des pays occidentaux (Petts 1984, Bravard et Petts 1993, Landon 1999, Malavoi et al. 2011). Plus récemment, l'urbanisation est devenue une des principales sources de perturbations anthropiques des systèmes fluviaux (Chin 2006). La population urbaine mondiale a effectivement connu une croissance rapide au cours des dernières décennies : alors qu'elle était de 29% en 1950, elle a franchi le seuil de 50% en 2007 (soit 4,5 fois plus de citadins) et devrait dépasser 60% en 2030 d'après les prévisions des Nations Unies (Véron 2007). Les effets de l'urbanisation sur les systèmes fluviaux ont fait l'objet d'un nombre croissant d'études dans différents contextes physiographiques depuis quelques décennies (Chin 2006, Gregory 2006) car ils constituent un enjeu majeur pour la compréhension des dynamiques récentes, actuelles et futures.

A la périphérie des villes, l'extension des zones urbaines se traduit par un profond bouleversement des paysages initialement ruraux. La conversion d'une partie des terres agricoles ou boisées au profit du bâti conduit à la juxtaposition d'espaces hétérogènes et discontinus qui constituent le périurbain. Dans les bassins versants périurbains, le taux d'imperméabilisation reste relativement limité mais il est associé à d'autres perturbations anthropiques telles que la régression des terres cultivées, la modification de la couverture végétale, l'extension des réseaux de drainage artificiels (fossé, réseaux d'assainissement)... De plus, les ajustements actuels peuvent être issus de processus à long terme liés aux précédents usages du bassin. Les effets de l'urbanisation ou de la périurbanisation doivent donc être replacés dans le contexte global de l'anthropisation du bassin versant. Ces ajustements sont également influencés par la sensibilité du système aux modifications des flux liquides et solides (variables de contrôle du système fluvial). De manière générale, nous sommes donc amenés à nous interroger sur les relations entre les dynamiques naturelles des cours d'eau et les pressions anthropiques.

Le bassin versant de l'Yzeron, situé à l'ouest de l'agglomération lyonnaise, est un bassin versant périurbain par excellence. Les études préalables au contrat de rivière *Yzeron Vif*

(2001-2007) font état de problèmes de gestion liés aux dynamiques morphologiques des cours d'eau. Plus précisément, ce sont les incisions des cours d'eau de tête de bassin versant et l'ensablement important des parties aval du réseau hydrographique qui préoccupent les associations et les gestionnaires (**figure 1**). Les incisions sont à l'origine de l'érosion des berges et des versants riverains qui entraînent une diminution de la superficie utile ou exploitable des parcelles riveraines et la déstabilisation de la ripisylve et des ouvrages riverains, de l'uniformisation de la morphologie du lit mineur, de la diminution de la qualité esthétique attribuée au paysage de fond de vallée, de l'augmentation des apports sédimentaires vers l'aval (ensablement, comblement des plans d'eau, diminution du tirant d'eau des canalisations souterraines) et de problèmes de sécurité (certaines berges mesurant plus de 3 m de haut). L'ensablement provoque essentiellement une dégradation et une banalisation des habitats aquatiques pouvant entraîner un appauvrissement biologique : diminution de la diversité des faciès d'écoulement et de la granulométrie de surface du lit, comblement des mouilles et des caches des poissons, colmatage des frayères, accentuation de l'instabilité du substrat. Ces problèmes de gestion sont à l'origine de la présente thèse, qui s'articule autour de quatre principaux objectifs.

2- Objectifs et hypothèses

Le premier objectif est d'identifier les causes des incisions, en distinguant les facteurs déclencheurs (externes) et les paramètres de sensibilité (internes) des cours d'eau. Nous supposons effectivement que la distribution spatiale des incisions sur le bassin versant de l'Yzeron est contrôlée à la fois par des perturbations anthropiques externes au système fluvial et par des paramètres naturels propres aux organismes fluviaux. Une première hypothèse est que l'urbanisation, via l'imperméabilisation des sols et l'implantation de réseaux d'assainissement, est à l'origine d'une grande partie des incisions. Une deuxième hypothèse est qu'une partie des cours d'eau sont intrinsèquement insensibles aux perturbations hydrogéomorphologiques de l'urbanisation. Notre inventaire des tronçons incisés ayant révélé une forte présence d'incisions dans les cours d'eau des Monts du Lyonnais à dominante rurale, nous avons par la suite formulé une troisième hypothèse. Celle-ci est que l'évolution pluriséculaire de l'occupation des sols (nombreux labours au cours des derniers siècles, déclin de ceux-ci au cours des dernières décennies) a également pu induire ou favoriser des déstockages sédimentaires récents dans certains fonds de vallée de tête de bassin.

Deuxièmement, il s'agit d'identifier les causes de l'ensablement des cours d'eau. Une première hypothèse est que l'ensablement affecte principalement les tronçons de cours d'eau à faible énergie, et que les seuils artificiels, qui contribuent à diminuer la pente de la ligne d'eau, constituent un facteur aggravant de l'ensablement de ces tronçons. Etant donné le grand nombre d'incisions sur le bassin versant, et, d'après certains usagers et riverains, la concomitance des incisions et de l'augmentation des dépôts sableux, nous formulons également l'hypothèse que les apports de sédiments fins depuis les tronçons incisés contribuent largement à l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. Cette seconde hypothèse implique que, durant les dernières décennies, le déstockage sédimentaire ait été significatif par rapport à la capacité de transport annuelle de l'Yzeron.

Troisièmement, il s'agit d'explorer les relations entre les perturbations hydrologiques liées à l'urbanisation et le transport solide grossier. Sans hypothèse préalable, nous avons cherché à déterminer en quoi l'évolution du régime des crues des cours d'eau dont le bassin versant s'est urbanisé contribue à la déstabilisation des chenaux. Plus précisément, nous nous sommes

attachés à déterminer si l'urbanisation entraîne une augmentation de la fréquence des crues morphogènes, de leur intensité ou de leur durée.

Enfin, un dernier objectif est de proposer des recommandations pour la gestion des perturbations hydrologiques de l'urbanisation (augmentation du ruissellement, intensification des débits de pointe, modification du régime des crues) et des impacts qu'elles entraînent sur la morphologie des cours d'eau (incision, ensablement). Ces recommandations intègrent des mesures préventives et curatives, ainsi que des indicateurs pour le suivi futur des évolutions morphologiques de cours d'eau.

Le **tableau 1** résume les questions scientifiques et hypothèses formulées pour chacun de ces objectifs, ainsi que les méthodes mises en œuvre pour les étudier. Précisons que l'organisation des chapitres, décrite ci-après, correspond essentiellement aux méthodes utilisées.

3- Organisation de la thèse

Cette thèse est organisée en quatre parties et sept chapitres.

La première partie présente le cadre thématique et géographique de l'étude. Le chapitre 1-A constitue une synthèse bibliographique des pressions anthropiques qui peuvent perturber de manière directe ou indirecte l'équilibre morpho-sédimentaire des cours d'eau. Les impacts écologiques et socio-économiques qui en découlent sont également abordés. Le chapitre 1-B présente les caractéristiques physiographiques générales du bassin versant de l'Yzeron.

La deuxième partie présente les résultats de l'inventaire des tronçons de cours d'eau incisés et ensablés. A partir de ces inventaires, les causes des dysfonctionnements géomorphologiques sont ensuite analysées. Le chapitre 2-A est consacré aux incisions de tête de bassin et le chapitre 2-B concerne l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique.

La troisième partie se focalise sur les deux principales perturbations anthropiques à l'origine des incisions de cours d'eau. Le chapitre 3-A examine l'influence des modifications hydrologiques générées par l'urbanisation, et plus particulièrement des déversoirs d'orages, sur la stabilité du lit des cours d'eau. Le chapitre 3-B décrit l'évolution pluriséculaire des fonds de vallée de tête de bassin versant.

Enfin, la dernière partie, constituée d'un unique chapitre, propose des éléments de gestion des perturbations hydrologiques de l'urbanisation et des impacts qu'elles entraînent sur la morphologie des cours d'eau (incision, ensablement).



Figure 1 : exemples de tronçons incisés ou ensablés : a) chenal incisé (Goutte des Verrières) ; b) glissement de terrain initié par l'incision du chenal (Goutte des Verrières) ; c) déstabilisation d'un enrochement induite par une incision (Chaudanne) ; d) engorgement du chenal à pleins bords en aval d'une incision (Ribes) ; e) ensablement du lit de l'Yzeron ; f) ensablement du lit du Charbonnières

Objectif général	Questionnement(s)	Hypothèse(s)	Méthodes	Chapitre
1- Identifier les causes des incisions en distinguant : <ul style="list-style-type: none"> - les facteurs déclencheurs - les paramètres de sensibilité 	1- L'urbanisation est-elle à l'origine de tout ou partie des incisions constatées ? Existe-t-il un seuil de perturbation (taux d'imperméabilisation) à partir duquel l'urbanisation provoque l'incision des cours d'eau ?	1- L'urbanisation, à travers l'imperméabilisation du bassin versant et l'implantation de réseaux d'assainissement, est à l'origine d'une grande partie des incisions	Inventaire des tronçons de cours d'eau incisés Caractérisation des cours d'eau et de leur bassin versant (pente, occupation du sol...)	2-A
	2- Existe-t-il une prédisposition naturelle à l'incision plus forte sur certains cours d'eau du bassin ? Quels sont les principaux contrôles géomorphologiques naturels qui favorisent ou défavorisent les incisions ?	2- Les caractéristiques naturelles fondamentales des cours d'eau et de leurs fonds de vallée (pente, largeur, encaissement...) contrôlent le type et l'intensité des ajustements des chenaux aux modifications d'occupation du sol	Analyses dendrochronologiques des arbres riverains ^a Analyses statistiques	
	3- Quelle est la dynamique temporelle de la sédimentation dans les fonds de vallée de tête de bassin au cours des derniers siècles ? Quelle est son influence vis-à-vis des incisions ?	3- L'évolution pluriséculaire de l'occupation du sol a favorisé l'incision de certains cours d'eau (forte fourniture sédimentaire des versants liée aux labours au cours des derniers siècles, déclin récent induit par le recul des labours au cours des dernières décennies)	Analyses diachroniques de l'occupation du sol ^b Etudes de coupes stratigraphiques et datations ^c	3-B

^a collecte des données réalisée en grande partie dans le cadre du Master 1 de R. Cordier (2006) ; ^b repose en partie sur les travaux réalisés par M. Cottet (2005), G. Privolt (2009), C. Jacqueminet, K. Michel et S. Kermadi (projet ANR-AVuPUR 2007) ; ^c collecte, traitements et interprétations réalisés en grande partie dans le cadre du Master 1 de H. Delile (2009)

Tableau 1 (première partie) : questionnements, hypothèses et méthodes par grand objectif de l'étude

Objectif	Questionnement(s)	Hypothèse(s)	Méthodes	Chapitre
2- Identifier les causes de l'ensablement des cours d'eau	4- Comment s'organisent spatialement les dépôts « sableux » ?	4- La distribution spatiale des tronçons ensablés s'organise en fonction des caractéristiques géomorphologiques des cours d'eau (pente, typologie...), des obstacles au transport solide et des affluents incisés	Inventaire des tronçons de cours d'eau ensablés Interprétation générale et analyses statistiques	2-B
	5- Quel est l'impact des déstockages sédimentaires des tronçons incisés sur l'ensablement de la rivière Yzeron ?	5- En augmentant considérablement la fourniture sableuse, les incisions de tête de bassin contribuent largement à l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique	Mesure et modélisation du transport sableux Estimation du déstockage sédimentaire des tronçons incisés	2-B
3- Déterminer en quoi l'évolution du régime des crues des cours d'eau urbains entraîne la déstabilisation des chenaux	6- L'urbanisation entraîne-elle une augmentation de la fréquence, de la durée ou de l'intensité des crues morphogènes ? Quelles sont les conséquences sur la distribution temporelle des débits morphogènes ?	Aucune	Estimation des débits critiques de mise en mouvement des particules grossières du lit ^d Reconstitution des débits ruraux et urbains ^e	3-A
4- Proposer des éléments de gestion des perturbations et des impacts hydro-géomorphologiques				4

^d collecte des données réalisée en partie par A. Ruiz (2006) et A. Barra (2009) ; ^e traitements réalisés par P. Breil (Cemagref de Lyon)

Tableau 1 (suite) : questionnements, hypothèses et méthodes par grand objectif de l'étude

Partie 1

CADRE THEMATIQUE ET GEOGRAPHIQUE

Chapitre 1-A

CADRE THEMATIQUE : MODIFICATIONS HYDROGEOMORPHOLOGIQUES ET IMPACTS ENVIRONNEMENTAUX LIES A L'URBANISATION

Ce premier chapitre constitue une synthèse bibliographique des pressions anthropiques associées à l'urbanisation qui peuvent perturber de manière directe (ex. : chenalisation) ou indirecte (modification des flux hydriques et sédimentaires) l'équilibre morpho-sédimentaire des cours d'eau. Les impacts écologiques et socio-économiques qui en découlent sont également abordés.

1- Modifications du régime hydrologique

Les effets hydrologiques de l'urbanisation ont été amplement étudiés. Ils se traduisent essentiellement par une augmentation des volumes ruisselés pour une pluie donnée, une accélération des écoulements et une modification de la distribution temporelle des débits.

1.1- Augmentation des volumes ruisselés

La diminution du couvert végétal, l'augmentation des surfaces imperméables, le compactage et la mise à nu des sols sur les zones en cours de construction sont autant de facteurs induits par le développement urbain du bassin versant qui réduisent ses capacités de stockage, d'infiltration et d'évapotranspiration (Booth 2000, Konrad et al. 2005). La saturation des sols est donc plus rapide et plus fréquente (Booth et Jackson 1997), ce qui entraîne une augmentation du coefficient de ruissellement moyen des bassins versants pour une pluie donnée (**tableau 2**).

Occupation du sol	Coefficient de ruissellement	Taux d'imperméabilisation
Routes et trottoirs	0,95	
Centre ville densément bâti	0,90	90%
Zones commerciales	0,90	90%
Zones industrielles	0,80	80%
Zones résidentielles :		
pavillons isolés (8 par ha)	0,50	43%
maisons mitoyennes (13 par ha)	0,60	50%
maisons mitoyennes (20 par ha)	0,70	63%
maisons en terrasse (33 par ha)	0,87	78%
maisons en terrasse (38 par ha)	0,90	88%
Espaces verts	0,30	

Tableau 2 : coefficient de ruissellement et pourcentage de surfaces imperméables des zones urbaines en Malaisie Péninsulaire (Fricke et Lewis 1976 d'après Douglas 1985)

Une certaine part des écoulements de subsurface est également interceptée et convertie en écoulements superficiels au niveau des routes et des réseaux d'assainissement (Dunne et Leopold 1978, Harned 1988, Burges et al. 1998). Dans la ville de Koursk (Russie), l'hydrologue Lvovich indique que l'urbanisation a entraîné une augmentation de 28% du ruissellement et une diminution de 8% des écoulements subsurfaciques (Bondarev et Gregory 2002). L'urbanisation des bassins versants entraîne ainsi une hausse des volumes ruisselés (**tableau 3**). L'influence de l'urbanisation étant d'autant plus forte que les sols sont perméables à l'état initial, l'augmentation des volumes ruisselés est nettement plus élevée en saison sèche qu'en saison humide (Gregory 1974 d'après Chin 2006, Hollis 1974, Shi et al. 2007).

Précipitation (mm)	Ruissellement (mm)		Rapport de (2) sur (1)
	Pré-urbain (1)	Urbain (2)	
25	1,5	2,2	1,5
50	2,9	6,4	2,2
75	4,2	11,9	2,8
100	5,5	18,5	3,4
125	6,7	26,0	3,9

Tableau 3 : relations entre la lame d'eau précipitée pendant une averse et le ruissellement avant (1) et après (2) urbanisation dans la ville de Hempstead, Long Island, Etats Unis (Seaburn 1969 d'après Knighton 1984). Remarque : occupation du sol pré-urbaine inconnue

1.2- Accélération de la réponse hydrologique du bassin versant

Le temps de concentration du bassin versant diminue du fait d'une moindre rugosité des surfaces artificielles urbaines et de leur faible capacité à infiltrer et à stocker les eaux précipitées (Leopold 1968, Arnold et al. 1982, Wong et Li 1998, Campana et Tucci 2001). Malgré les quelques aménagements visant à réduire ou à ralentir le ruissellement, les réseaux d'assainissement sont essentiellement conçus pour favoriser une évacuation rapide des eaux pluviales (Chocat 1997a, Gregory et Chin 2002). Ils présentent un tracé direct et une pente forte pour limiter leur coût et les problèmes d'ensablement, et ils sont souvent surdimensionnés dans les parties amont (Chocat 1997, Blanpain et Xia 2005). De plus, l'intensification du ruissellement peut entraîner la formation de ravines sur les versants et de chenaux dans des fonds de vallée auparavant dépourvus de réseau d'écoulement superficiel (Wasson et al. 1998b). Cela se traduit par une augmentation de la densité de drainage naturelle (rapport entre la longueur des chenaux naturels et la superficie du bassin) et donc par une concentration encore plus rapide des eaux de ruissellement dans le réseau hydrographique. De même, les réseaux d'assainissement et les fossés augmentent considérablement le drainage artificiel du bassin versant (Leopold 1968, Gregory et Madew 1982, Harned 1988). Dans le bassin versant de l'Avondale (Zimbabwe), Whitlow et Gregory (1989) ont retracé l'évolution du réseau hydrographique sur près d'un siècle. Entre 1940 et 1984, le taux d'urbanisation du bassin est passé de 38 à 88% et cela s'est traduit par une augmentation de la densité de drainage naturelle de 0,35 à 0,80 km.km⁻². La densité de drainage totale atteignait à cette dernière date 3,15 km.km⁻² si l'on ajoute la longueur du réseau de drainage artificiel (canaux, fossés, réseaux d'eaux pluviales). L'effet conjugué de ces actions peut entraîner une division du temps de réponse de certains bassins versants par un facteur de 5 à 15 (Desbordes 1989).

1.3- Effets sur les écoulements concentrés

Les bassins versants urbains présentent des régimes hydrologiques contrastés, marqués par des crues plus intenses et des débits d'étiage plus faibles.

L'augmentation du volume ruisselé et la diminution du temps de concentration contribuent généralement ensemble à une hausse considérable des débits de pointe pour une période de retour donnée (ou à l'augmentation de la fréquence des crues pour une intensité donnée) (Desbordes 1989, Chocat 1997a, Konrad et al. 2005). Ceci est encore exacerbé par l'efficacité

hydraulique des segments de cours d'eau canalisés (Hammer 1972, Arnold et al. 1982) ou ajustés morphologiquement (Gregory et Madew 1982) qui accélèrent la propagation des crues vers l'aval. Les volumes de crue comme les débits de pointe sont alors plus élevés pour une crue de même fréquence (Leopold 1968, Hollis 1975, Campana et Tucci 2001, Shi et al. 2007), les débits de pointe pouvant être multipliés par un facteur de 5 à 50 (Desbordes 1989). La **figure 2** illustre l'effet conjugué de l'extension des réseaux d'assainissement et des surfaces imperméables sur les débits de pointe (Leopold 1968).

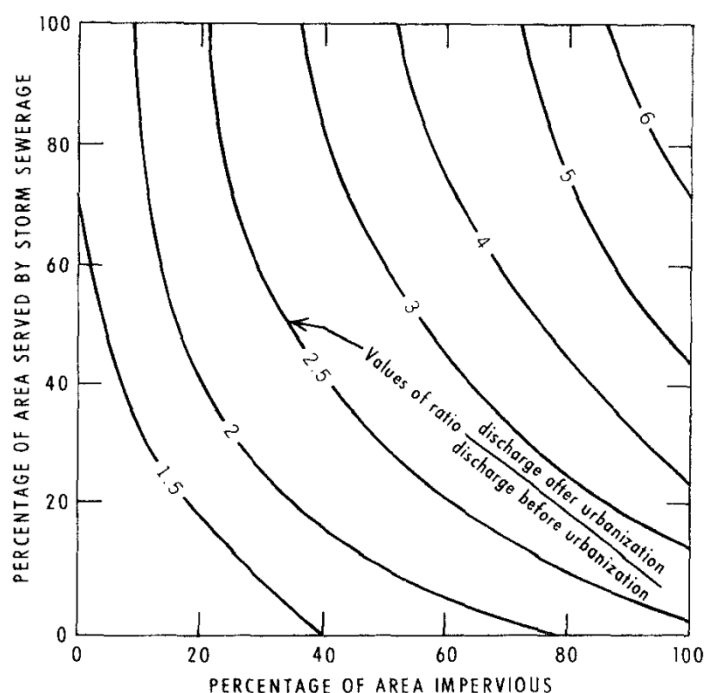


Figure 2 : évolution des débits de pointe des crues en fonction du pourcentage de surfaces drainées par un réseau d'assainissement et du pourcentage de surfaces imperméables (Leopold 1968). Estimations réalisées à partir des débits maximums annuels spécifiques (rapportés à une superficie de bassin de 1,6 km²) mesurés sur 94 stations réparties sur différents cours d'eau des Etats Unis (en Californie, Caroline du Nord, Michigan, Mississipi, Texas, Virginie du Nord, Washington)

Le volume d'eau temporairement stocké ou ralenti par infiltrations diminue également, et avec lui le débit de base entre deux épisodes de crue (Sawyer 1963 d'après Konrad et al. 2002, Leopold 1968, Rose et Peters 2001 d'après Chin 2006, Breil et al. 2010). Dans un bassin de 17 km² dont la surface imperméable a évolué de 2% à 18%, près de Baltimore (Etats Unis), Brun (2000 d'après Radojevic 2002) constate par exemple une diminution de 20% du débit de base (débit minimum hebdomadaire). L'auteur précise que le débit de base diminue linéairement avec l'augmentation des surfaces imperméables. Contrairement aux volumes ruisselés (cf. § 1.1), l'impact de l'urbanisation sur les débits de base est plus important en saison humide qu'en saison sèche (Klein 1979, Konrad 2000, d'après Konrad et al. 2002 ; Konrad et al. 2005). La mise en place de bassins d'infiltration et/ou de rétention peut cependant limiter les effets de l'urbanisation (Rohrer et Roesner 2005, Breil et al. 2010). A Long Island (Etats Unis), la recharge annuelle des eaux souterraines aurait même augmenté de 12% dans les zones équipées de bassins d'infiltration par rapport à l'état initial avant urbanisation d'après les estimations de Ku et al. 1992 (d'après Konrad et al. 2002).

D'après James (1965 d'après Konrad et al. 2002) et Hollis (1975), l'effet de l'urbanisation sur l'intensité des pics de crue est plus significatif sur les crues petites et moyennes, dont la période de retour est inférieure à 2 ans environ. En se basant sur les données mesurées ou simulées de plusieurs études englobant 15 bassins versants de 2 à 10 km² en Amérique du Nord, Hollis (1975) estime par exemple que, pour un taux d'imperméabilisation de 20%, le rapport des pics de crue après/avant urbanisation est de 10 pour la crue annuelle et de 2 pour la crue décennale. En comparant les débits enregistrés sur 16 bassins de 17 à 171 km², dans le Puget Lowland (Washington), Konrad et al. (2005) ont également montré que l'intensité des débits annuels maximum et des débits biannuels était positivement corrélée au degré d'urbanisation (évalué par la densité de routes des bassins versants en km.km⁻²). L'urbanisation augmenterait donc très fortement la fréquence des crues morphogènes proches du débit à pleins bords dont la période de retour généralement admise est comprise entre 1 et 2 ans, voire moins pour les plus petits cours d'eau (Petit et Daxhelet 1989, Bravard et Petit 2000). Les résultats de Hollis (1975) suggèrent tout de même un effet non négligeable sur les crues plus rares. Selon Booth (1991), l'urbanisation augmente la fréquence des crues à l'origine de laves torrentielles (*debris torrent* ou *debris flow*) dont la période de retour, en conditions naturelles et en région humide tempérée, est généralement supérieure à 5 ans. Une simulation de l'effet hydrologique de l'urbanisation sur un bassin versant initialement boisé montre que la fréquence de tels débits pourrait devenir mensuelle si les surfaces imperméables atteignent 40% de la superficie du bassin (Booth et al. 1990 d'après Booth 1991). L'urbanisation a également pour effet d'accentuer l'intensité et l'efficacité géomorphologique et le rôle des événements rares et extrêmes dans les milieux arides (Schick et al. 1999, Chin et Gregory 2001). Sous certaines conditions, l'urbanisation pourrait donc augmenter la fréquence et l'intensité des débits les plus élevés.

2- Modifications de la production sédimentaire des bassins versants

2.1- Evolution temporelle de la production sédimentaire

Les effets de l'urbanisation sur la production sédimentaire du bassin versant ont été étudiés en premier lieu par Wolman (1967) qui proposa un modèle d'évolution basé sur les observations des bassins de la région Middle Atlantic des Etats Unis (**figure 3**). Cette séquence schématique représente l'évolution de la production sédimentaire et de la dynamique morphologique du cours d'eau en fonction de l'occupation du sol. Elle correspond à la conversion d'un bassin versant majoritairement boisé en un bassin urbain.

Wolman (1967) distingue quatre étapes principales :

- un état initial stable où le bassin versant est dominé par un couvert forestier ;
- une période de développement des activités agricoles qui se traduit par une progression des surfaces cultivées et pâturées ;
- une période de conversion des surfaces agricoles en surfaces urbaines, pendant laquelle les sols sont mis à nu et exposés et soumis à une érosion intense ;
- un état final caractérisé par un paysage urbain dominé par les surfaces imperméables et drainé par un réseau dense de fossés et égouts.

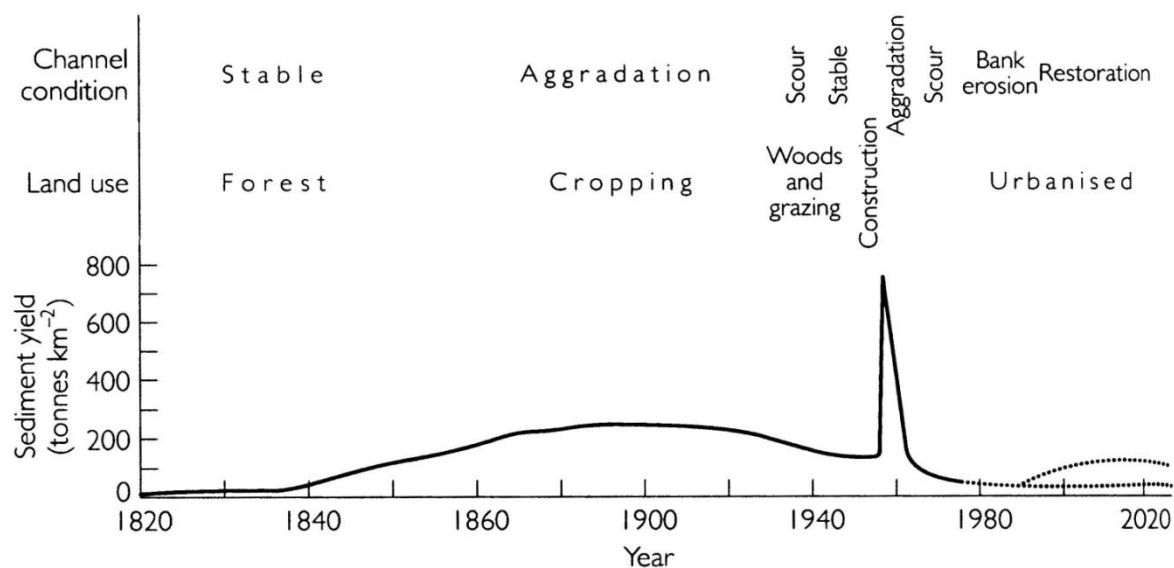


Figure 3 : séquence schématique de la production sédimentaire des bassins versants et de la dynamique morphologique des cours d'eau en fonction de l'évolution de l'occupation du sol (Wolman 1967, modifié d'après Downs et Gregory 2004)

La **figure 3** montre une première augmentation significative de la production sédimentaire qui correspond à la conversion des surfaces boisées en terres agricoles. La production sédimentaire des bassins versants en phase agricole s'élèverait en moyenne à $230 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Cette dernière diminue ensuite peu avant le début de l'urbanisation, conséquence de l'abandon progressif des terres agricoles à proximité des centres urbains. L'urbanisation commence alors par une phase de construction durant laquelle la production sédimentaire enregistre un pic de l'ordre du millier de $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Enfin, une fois la construction achevée, la stabilisation des sols favorise une diminution de la production sédimentaire à un niveau « peut être aussi faible sinon plus que la production sédimentaire de zones complètement boisées » (Wolman 1967).

L'évolution de la production sédimentaire proposée par Wolman, depuis l'état initial boisé du bassin versant jusqu'au début de l'urbanisation, concorde avec les résultats d'autres études sur l'effet de l'extension des terres agricoles (Auzet 1987a, Wasson et al. 1998b, Steegen et al. 2000, Nagasaka et al. 2005, Lefrançois 2007) et du déboisement (Roberts et Church 1986, Marston et Wick 1994, Sorriso-Valvo et al. 1995). Wasson et al. (1998b) ont par exemple reconstruit le bilan sédimentaire d'un bassin versant de 136 km^2 , Jerrabomberra Creek, au sud-est de l'Australie. La période étudiée (1800 à 2000) rend compte de l'implantation des premiers colons européens dans la région. Leurs résultats montrent une augmentation très importante de la production sédimentaire avec le développement des pâturages au début du 19^{ème} siècle, suivie d'une nette diminution pour se stabiliser à un niveau intermédiaire (**figure 4**). Le pic de production est estimé à $980 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, soit 40 fois la valeur actuelle et 245 fois la valeur initiale de $4 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Les auteurs montrent que l'augmentation de la production sédimentaire du bassin versant est en partie liée à une forte augmentation du taux de fourniture sédimentaire (ou *Sediment Delivery Ratio*), qui correspond à la proportion de sédiments produits par les versants fournie au réseau hydrographique et transportée hors du bassin.

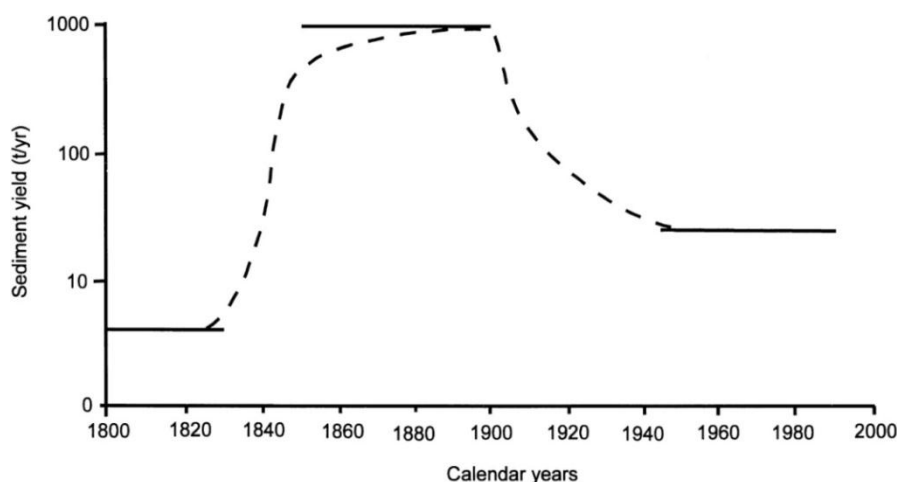


Figure 4 : évolution de la production sédimentaire du bassin versant de Jerrabomberra Creek (Australie) avec l'implantation des colons européens et le développement des pâturages (Wasson et al. 1998b)

L'augmentation considérable de la production sédimentaire en phase de construction est également reconnue. Elle peut atteindre des niveaux extrêmement élevés à l'échelle de la parcelle (**tableau 4**). A Kuala Lumpur (Malaisie), le défrichement et la mise à nu des sols sur un terrain de 6,3 ha destiné à la construction a entraîné le développement de ravines de 10 m de profondeur sur une période d'environ 7 ans, ce qui représente une production sédimentaire de plus de $611\,000\text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Leigh 1982 d'après Douglas 1985). Cette valeur exceptionnelle est liée à des sols profonds et très érodables et au climat tropical humide. Les productions sédimentaires sont en moyenne nettement plus faibles en région tempérée. Dans l'est des Etats Unis, les valeurs les plus fréquemment citées pour les terrains en construction sont de l'ordre de $10\,000\text{--}12\,000\text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Douglas 1985). On constate donc naturellement des niveaux de productions sédimentaires différents en fonction du climat avant, après ou pendant l'urbanisation. Mais en valeur relative, l'augmentation semble tout de même généralement plus importante dans les régions tropicales (Chin 2006). A l'échelle du bassin versant, les valeurs maximales sont moins élevées (**tableau 4**) car les apports sédimentaires depuis ces zones nouvellement urbanisées s'étalent dans le temps et une partie des sédiments érodés est stockée (Le Bissonais 1996). Toujours à Kuala Lumpur, mais sur un bassin versant de $3,3\text{ km}^2$, Douglas (1978, 1982) rapporte une valeur de $800\text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, soit près de 800 fois plus faible que la valeur indiquée par Leigh (1982) (d'après Douglas 1985).

Un point majeur est cependant discutable : le niveau final de la production sédimentaire post-urbanisation. La séquence présentée par Wolman (1967) correspond à une période de construction intense et très courte, entraînant un pic de production dont la durée pourrait être de 1 à 3 ans. L'auteur considère que la stabilisation et l'imperméabilisation des sols urbains entraînent ensuite la disparition des principales sources de sédiments et que, en cas d'arrêt total des constructions, cela provoquerait une très forte diminution de la production sédimentaire jusqu'à un niveau semblable à l'état initial sous couvert boisé. Cette hypothèse est également soutenue par Dawdy (1967 d'après Pizzuto et al. 2000). Il semblerait pourtant que les valeurs recensées dans les bassins urbanisés de longue date soient très largement supérieures à celles des bassins boisés et du même ordre de grandeur que celles des bassins à dominance agricole (**tableau 4**). Cette divergence vient probablement du fait que les bassins urbains étudiés ne correspondent pas au cas de figure théorique de Wolman d'un bassin versant figé, dont l'occupation du sol serait inchangée depuis plusieurs années ou décennies.

Bassin versant par type d'occupation du sol dominante	Superficie (km ²)	Production sédimentaire (t.km ⁻² .an ⁻¹)	Source
Bassins boisés :			
Long Branch, Missouri	0,7-0,9	7,9-12,5	Udawatta et al. (2006)
Helton Branch, Kentucky	2,2	5,8	Wolman (1967)
Southern Tablelands, Australie	<10	2-6	Wasson et al. (1998b)
Broad Ford Run, Maryland	19	4,3	Wolman (1967)
Fishing Creek, Maryland	19	1,9	Wolman (1967)
Bassins agricoles (cultures, prairies) :			
Long Branch, Missouri	0,3-2,6	7,4-38	Udawatta et al. (2006)
Southern Tablelands, Australie	<10	19-161	Wasson et al. (1998b)
Southern Tablelands, Australie	136	4-980	Wasson et al. (1998b)
Nukibetsu, Japon (71% boisé)	238	17,6	Nagasaka et al. (2005)
Seneca Creek, Maryland	261	120	Wolman (1967)
Gunpowder Falls, Maryland	784	90-310	Wolman (1967)
En cours d'urbanisation :			
Baltimore, Maryland	0,0065	54 000	Wolman (1967)
Kuala Lumpur, Malaisie	0,063	611 000	Leigh (1982) ^a
Royce Brook, New Jersey	0,075	1 194	Fusillo et al. (1977) ^c
Atiue River, Tahiti	0,077	7 300	Wotling et Bouvier (2002) ^c
Montgomery County, Maryland	0,08	10 000	Guy (1970) ^a
Reston, Virginie	0,2	4 550	Guy (1974) ^c
Kensington, Maryland	0,23	42 382	Guy (1965) ^a
Fairfax County, Virginie	0,8	13 985	Vice et al. (1969) ^a
Scott Run, Virginie	1,25	18 947	Williams et Reed (1972) ^a
Kuala Lumpur, Malaisie	3,3	800	Douglas (1978) ^a
Bel Pre Creek, Maryland	4,4	8 966	Yorke et Davis (1971) ^a
Little Falls Branch, Maryland	11	900	Wolman (1967)
South Fork P. Creek, Virginie	58	300	Faye et al. (1980) ^a
Detroit, Michigan	65	15 692	Thompson (1970) ^a
Dumaresq Creek, Australie	88	3 829	Douglas (1974) ^c
Anacostia River, Maryland	128	714	Wark et Keller (1963) ^c
White Rock Creek, Texas	257	274	Diniz et Moore (1974) ^a
San Diego Creek, Californie	288	520	Trimble (1997)
Urbain établi :			
Vaiami, Tahiti	2,6	142	Wotling et Bouvier (2002) ^c
Stony Run, Maryland	6,4	21	Wolman (1967)
Southern Tablelands, Australie	<10	160	Wasson et al. (1998b)
Issaquah Creek, Washington	144	44	Nelson et Booth (2002)
Incisé :			
Goodwin, Mississippi	21	1217	Grissinger et al. (1991) ^b
Hotophia, Mississippi	91	1114	Rebich (1993) ^b
Harland, Mississippi	161	1673	Rebich (1993) ^b
Peters, Mississippi	205	1464	Rebich (1993) ^b
Senatobia, Mississippi	212	667	Rebich (1993) ^b
Otocalofa, Mississippi	251	993	Rebich (1993) ^b
Hickahala, Mississippi	313	1058	Rebich (1993) ^b
Batupan, Mississippi	622	704	Rebich (1993) ^b
Arno, Italie	8 228	615	Billi et Rinaldi (1997)

^a cité par Douglas (1985) ; ^b cité par Shields et al. (1995) ; ^c cité par Chin (2006)

Tableau 4 : production sédimentaire de quelques bassins versants sous différentes conditions

Si le ou les centres urbains continuent de s'étendre significativement dans le bassin versant, on peut s'attendre à ce que la production sédimentaire moyenne reste élevée. De plus, Wolman s'était essentiellement appuyé sur une comparaison des concentrations en matières en suspension pour fonder cette hypothèse (gradient entre les phases : construction > rural > urbain). Or, dans la mesure où les volumes ruisselés sont plus élevés en milieu urbain, on peut supposer qu'une faible diminution de la concentration en sédiments ne suffit pas à limiter les volumes de sédiments transportés annuellement par le cours d'eau. En revanche, une faible augmentation de la concentration en sédiments peut se traduire par une augmentation très sensible de la production sédimentaire (Leopold 1968).

Enfin, il faut souligner que l'intensité et la chronologie des ajustements morphologiques des cours d'eau sont de première importance (cf. § 2.2 et 3.3). Les incisions engendrent notamment des productions sédimentaires élevées (**tableau 4**).

2.2- Contribution des différentes sources de sédiments

L'érosion des sols constitue généralement la principale source de matériaux solides lors du développement des surfaces urbaines (Wolman 1967, Douglas 1985). L'érosion des pistes et le lessivage des matériaux accumulés au niveau des routes, des réseaux d'assainissement et des toitures peut ensuite fournir des quantités relativement importantes aux cours d'eau urbains (Douglas 1985, Nelson et Booth 2002, Chin 2006). La production sédimentaire des bassins versants urbains reste néanmoins étroitement liée aux processus d'érosion des chenaux. Lorsqu'un phénomène d'incision touche le réseau hydrographique, les sédiments issus de l'érosion du lit et des berges des tronçons incisés peuvent ainsi constituer la principale source de sédiments (Trimble 1997, Simon et Rinaldi 2006). Trimble (1997) a notamment montré que l'érosion du lit et des berges de la rivière San Diego Creek (288 km² ; Californie), dont le bassin versant a connu une urbanisation rapide au cours du 20^{ème} siècle, représentait environ deux tiers de la fourniture sédimentaire totale du bassin. L'expansion du réseau hydrographique est encore un fait fréquemment observé dans les bassins en cours d'urbanisation (Whitlow et Gregory 1989, Nelson et Booth 2002). Dans les fonds de vallée des affluents de la rivière Seim (Russie), l'urbanisation a par exemple significativement augmenté l'intensité de l'érosion des ravines qui ont ainsi été connectées au réseau hydrographique et délivrent d'importants volumes de sédiments dans le cours d'eau principal (Bondarev et Gregory 2002).

3- Modifications de la morphologie des cours d'eau

3.1- Balance de Lane

Les processus de dépôts et d'érosion du lit d'un cours d'eau résultent de la recherche d'un équilibre dynamique entre les flux sédimentaires et les flux hydriques. Ce principe est bien décrit par la balance de Lane (1955 ; **figure 5**) : un tronçon de cours d'eau stable est un système pour lequel la puissance des écoulements, contrôlée par le débit liquide en période de crue (Q) et la pente (I), est compensée par la dissipation d'énergie occasionnée par le transport de la charge solide, caractérisée par la quantité (Q_s) et de la taille (d_{50}) des sédiments transportés. La réponse du cours d'eau à un éventuel déséquilibre de la balance se traduit par un phénomène d'aggradation (exhaussement) ou de dégradation (incision) du lit tant qu'il n'est pas rétabli par l'ajustement d'un de ces facteurs (I , Q_s , d_{50}).

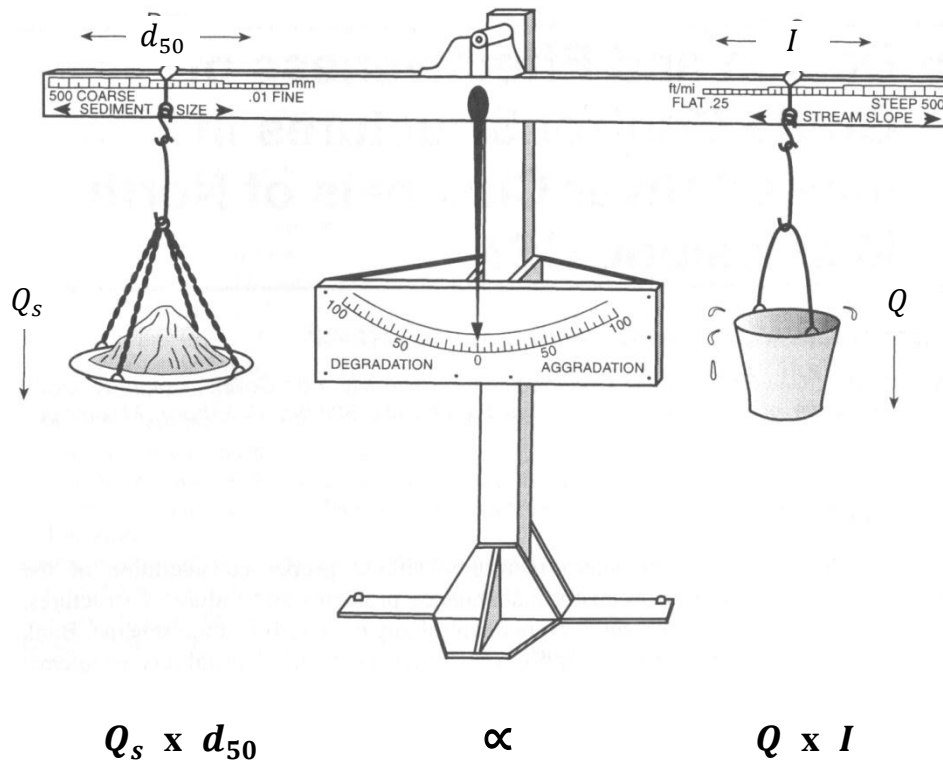


Figure 5 : balance de Lane (1955, modifié d'après Watson et Biedenharn 1999)

L'anthropisation des systèmes fluviaux affecte directement ou indirectement toutes les composantes de la balance de Lane :

- les débits liquides morphogènes sont globalement augmentés et leur distribution temporelle est modifiée ;
- la pente peut être modifiée à l'échelle du tronçon par des aménagements (rectification, barrages, seuils) ou par ajustement indirect du profil en long ;
- la quantité et la taille des sédiments transportés sont toutes deux influencées par la fourniture sédimentaire des versants et des affluents, et par les modifications du lit et des berges (ex. : radiers en béton, enrochements) ;
- on peut également considérer que tous les éléments modifiant durablement (chenalisation, pavage du lit) ou régulièrement (entretien de la végétation aquatique, des bancs et des bords de berges, enlèvement des embâcles, curages) la rugosité hydraulique des chenaux entrent en jeu au niveau de la taille des sédiments ou de la pente de la ligne d'eau.

Les interventions qui modifient directement la morphologie du lit mineur, voire celle du lit majeur, seront brièvement exposées (§ 3.2). Nous nous intéresserons davantage aux effets de l'évolution des flux hydriques et sédimentaires consécutive aux modifications de l'occupation des sols et de la structure du réseau de drainage des bassins versants (§ 3.3).

3.2- Interventions humaines directes sur la morphologie des cours d'eau

Dans les pays développés, la plupart des cours d'eau ont été largement artificialisés au cours des deux derniers siècles (Petts 1984, Brookes 1988). On distingue principalement trois types d'interventions humaines directes sur le lit et les berges des cours d'eau (**tableau 5** ; Malavoi 2007) :

- les travaux de chenalisation (auxquels sont incluses les protections de berges) ;
- les extractions de matériaux ;
- les implantations d'ouvrages hydrauliques transversaux (seuils et barrages).

Interventions	Périodes	Intensité	Objectif(s) / Usages
Chenalisation (recalibrage, rectification, rescindement de méandres)	- Dès les 18 ^e et 19 ^e siècles	+	- Réduire les conséquences des inondations et l'érosion des terres riveraines, - Navigation
	- Début années 1950 / fin années 1980	+++	Réduire les conséquences des inondations et l'érosion des terres riveraines
Extractions de matériaux en lit mineur	- Depuis l'Antiquité	+	Matériaux de construction « bon marché » (bâtiment, voirie, etc.)
	- 19 ^e siècle	++	
	- 20 ^e siècle	+++ (mécanisation des outils)	
Implantation de barrages et de seuils	- Moyen Âge au 19 ^e siècle	+++	Usages initiaux ¹ : meunerie, forge, irrigation, flottage, pisciculture, etc. + débuts de l'hydroélectricité (19 ^e)
	- 20 ^e siècle	+	Abandon des usages initiaux et développement de l'hydroélectricité (barrages) + stabilisation des lits (seuils)
	- Années 1980	+	Seuils de compensation et de résorption des impacts physiques et écologiques du recalibrage

Tableau 5 : principales interventions humaines directes sur la morphologie des cours d'eau (Malavoi 2007)

Les travaux de chenalisation désignent ici l'ensemble des interventions qui modifient directement la géométrie du lit mineur et dont le principal objectif est la protection des terres riveraines contre les inondations et les érosions de berges. Elles conduisent généralement à un accroissement de la capacité hydraulique du lit mineur en modifiant le profil en travers (recalibrage), le tracé en plan (rectification) ou la pente d'un tronçon, ou bien encore par endiguement (Wasson et al. 1998a). Si ces interventions permettent de résoudre certains problèmes au niveau du tronçon rectifié, elles entraînent très souvent un phénomène d'érosion en amont du tronçon et le dépôt des sédiments érodés en aval (Park 1977). En redressant le tracé des chenaux, les opérations de rectification augmentent notamment la pente des tronçons donc leur capacité de transport. Le redressement des East and West Rivers en Alberta (Canada) a par exemple entraîné une incision de plus de 4 m du tronçon rectifié en moins de 10 ans (Shields et al. 1999). Les digues participent également à l'incision des chenaux en confinant les écoulements dans le lit mineur et en limitant la recharge sédimentaire par érosion des berges (Peiry 1987). L'endiguement général réalisé au 19^{ème} siècle a ainsi

largement contribué à la disparition du tressage fluvial sur un grand nombre de rivières des Alpes françaises : l'Arve, la Drôme, la Durance, l'Isère, le Rhône et le Var (Bravard et Peiry 1993, Peiry et al. 1994). Dans l'ouest de l'Iowa (Etats Unis), 94% des cours d'eau sont encore en voie d'ajustement suite aux opérations de chenalisation réalisées au 20^{ème} siècle (Hadish 1994 d'après Simon et Rinaldi 2006).

Durant la deuxième moitié du 20^{ème} siècle, les extractions massives de matériaux en lit mineur pour la construction ont été réalisés sans aucun égard pour le fonctionnement géomorphologique et écologique des rivières à fond mobile qui étaient davantage considérées comme des milieux dont la ressource en sables et en granulats était inépuisable (Bravard et Petts 1993, Landon 1999). L'effet direct des extractions est une incision du lit qui, dans les vallées alpines, est généralement de l'ordre de 1 à 3 m mais atteint un maximum de 12 m pour l'Arve et 14 m pour le Fier (Bravard et Petts 1993). Ces enfoncements ont des impacts irréversibles sur les plaines alluviales et leur biocénose (Bravard et al. 1997, 1999).

Enfin, les ouvrages hydrauliques implantés dans le lit mineur constituent des points de rupture de la continuité géomorphologique et écologique des cours d'eau. Les seuils artificiels ont notamment un impact important sur la granulométrie du lit, ainsi que sur la circulation piscicole et la composition de la faune aquatique (Malavoi 2007). Les barrages sont particulièrement reconnus pour interrompre le transit de la charge solide, entraînant généralement une incision progressive et/ou le pavage des lits en aval (Galay 1983, Williams et Wolman 1984, Kondolf 1997, 2008, Rollet 2007, Surian et Cisotto 2007).

3.3- Modifications anthropiques indirectes

3.3.1- Intensification des processus d'érosion

L'augmentation globale de l'intensité et de la fréquence des crues dans les bassins versants urbains entraîne une intensification des processus d'érosion du lit et des berges des cours d'eau. En Nouvelle Angleterre, Neller (1988) a comparé les processus d'érosion d'un petit cours d'eau urbain 5 ans après l'arrêt des constructions dans le bassin (0,74 km²) avec ceux d'un cours d'eau voisin à dominance rural, très proche d'un point de vue physiographique. L'intensité des érosions de berge et la vitesse de migration vers l'amont des *knickpoints* (brusques ruptures de pente du lit) sont respectivement 3,6 et 2,4 fois plus élevées dans le bassin urbain. L'auteur précise que l'augmentation des taux d'érosion est la conséquence du changement des conditions de ruissellement dans le bassin urbain où le volume ruisselé est 7,8 fois plus important.

L'intensification des érosions se traduit par des ajustements plus ou moins rapides de la morphologie des cours d'eau. Dans la plupart des cas, les dimensions des chenaux s'ajustent graduellement en réponse à l'augmentation progressive des débits liquides, mais quelquefois ils subissent une intense et rapide incision (Booth 1991, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et Watson 2001a). Les ajustements progressifs de la morphologie des cours d'eau engendrés par les modifications anthropiques sont présentés dans les paragraphes suivants (§ 3.3.2 et 3.3.3). Le cas particulier des incisions, qui n'ont pas toujours une origine anthropique, est abordé dans le chapitre 2-A (§ 1).

3.3.2- Ajustement de la géométrie des chenaux

De manière générale, la largeur et la profondeur des cours d'eau augmentent suite à l'augmentation des débits de crue (Hammer 1972, Hollis et Luckett 1976, Park 1977, Morisawa et Laflure 1979, Whitlow et Gregory 1989, Gregory et al. 1992, Booth et Jackson 1997, Pizzuto et al. 2000, Doll et al. 2002, Navratil et al. 2005, Chin 2006). Hammer (1972) fut le premier à estimer quantitativement l'effet de l'urbanisation sur les dimensions des cours d'eau. Il définit le taux d'agrandissement (*Channel Enlargement Ratio E_r*) comme le rapport des dimensions hydrauliques des chenaux urbains sur leurs dimensions théoriques en l'absence d'urbanisation. Si, à l'origine, l'auteur ne considérait que la section à pleins bords des chenaux, ce taux peut être déterminé sur quatre grandeurs de géométrie hydraulique (Doll et al. 2002) :

- largeur à pleins bords ;
- profondeur à pleins bords ;
- section à pleins bords ;
- débit à pleins bords.

Hammer (1972) mit en relation les dimensions des chenaux de 50 bassins urbains et 28 bassins ruraux en Pennsylvanie (superficies comprises entre 2,6 et 15,5 km²) avec leur occupation du sol (régression multiple). Ses résultats illustrent l'effet spécifique des principales catégories d'occupation du sol sur la section à pleins bords des chenaux (**tableau 6**).

Occupation du sol	E_r
surfaces boisées	0,75
surfaces arbustives et herbacées (catégorie résiduelle)	0,9
terres cultivées	1,29
terrains de golf	2,54
surfaces urbaines :	
surfaces perméables	1,08
surfaces imperméables de moins de 4 ans	1,08
habitations non connectées au réseau d'eaux pluviales (> 4 ans)	1,08
rues non connectées au réseau d'eaux pluviales (> 4 ans)	1,08
habitations connectées au réseau d'eaux pluviales (> 4 ans)	2,19
rues connectées au réseau d'eaux pluviales (> 4 ans)	5,95
autres surfaces imperméables de plus de 4 ans	6,79

Tableau 6 : taux d'agrandissement (E_r) de la section à pleins bords des cours d'eau en fonction de l'occupation du sol des versants amont (Hammer 1972)

Plusieurs auteurs ont repris par la suite cet indice pour estimer les effets de l'urbanisation (**tableau 7**). Doll et al. (2002) ont par exemple calculé les taux d'agrandissement de 17 cours d'eau urbains en Caroline du Nord (Etats Unis). Les bassins étudiés présentaient une superficie comprise entre 0,4 et 110 km² et au moins 10% de surfaces urbaines. L'urbanisation était suffisamment ancienne pour que les chenaux aient atteint un état de quasi-équilibre avec de nouvelles dimensions à pleins bords. Toutes les grandeurs observées

montrent une augmentation significative de la géométrie hydraulique des chenaux urbains par rapport aux cours d'eau ruraux de la région. L'ajustement en profondeur ($E_r = 1,57$) et en largeur (1,66) des chenaux s'est traduit par une forte augmentation de la section (2,65) et du débit à pleins bords (2,91). Les auteurs soulignent le fait que la fréquence du débit à pleins bords des cours urbains (1,3 an) est approximativement égale à celle des cours d'eau ruraux (1,4 an). Cela confirme l'hypothèse formulée par Hammer (1972), selon laquelle la morphologie du lit mineur s'adapte aux nouvelles conditions hydrologiques de manière à ce que la fréquence du débit à pleins bords soit constante. Dans une synthèse basée sur plus de 100 études réalisées à travers le monde, Chin (2006) a calculé des taux d'agrandissement moyens de 2,0 en section, 1,5 en largeur et 1,6 en profondeur (respectivement calculés à partir de 22, 8 et 7 valeurs).

Etat	Urbanisation *	E_r	Superficie (km ²)	Source
Caroline du Nord	17-80%	2,65	0,4-110	Doll et al. (2002)
New York	25%	1,3	9,9	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	26%	1,14	27,5	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	27%	2,4	1,7	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	29%	1,13	5,6	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	34%	7,3	4,4	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	35%	0,75	40,1	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	37%	1,31	3,5	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	41%	3,3	0,69	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	43%	2,3	6,7	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	44%	1,5	7,3	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	48%	1,3	21,9	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	49%	3,4	1,3	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	50%	6,5	0,06	Pizzuto et al. (2000)
Pennsylvanie	64%	1,95	3,2	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	75%	3,4	3,7	Morisawa et Laflure (1979)
New York	80%	3,3	7,9	Morisawa et Laflure (1979)
Pennsylvanie	91%	6,0	2,3	Morisawa et Laflure (1979)

* les pourcentages renseignés pour Doll et al. (2002) et Pizzuto et al. (2000) correspondent au taux d'imperméabilisation des bassins versants ; les pourcentages communiqués par Morisawa et Laflure (1979) correspondent aux surfaces où le taux d'imperméabilisation est supérieur à 5% (en italique)

Tableau 7 : taux d'agrandissement (E_r) de la section à pleins bords de quelques cours d'eau urbains des Etats Unis

Les travaux antérieurs montrent néanmoins de nombreux cas où les dimensions des chenaux ont diminué suite à l'urbanisation (Leopold 1973, Ebisemiju 1989, Gregory et al. 1992, Odemerho 1992, Pizzuto et al. 2000, Booth et Henshaw 2001, Chin et Gregory 2001, Keen-Zebert 2007). Une valeur minimale de E_r égale à 0,13 a notamment été observée par Gregory (1977 d'après Chin 2006) sur la rivière Dumaresq en Australie. Cette réaction est attribuée à une augmentation considérable de la charge solide du cours d'eau qui surcompense

l'augmentation des débits liquides et entraîne un exhaussement des chenaux (Booth et Henshaw 2001). Une diminution de la taille des chenaux est ainsi particulièrement susceptible de se produire durant les premières phases de l'urbanisation (Leopold 1973 d'après Booth et Henshaw 2000), dans les cours d'eau à très faible pente (Odemerho 1992) et en aval des tronçons érodés (Gregory et al. 1992).

De plus, l'ajustement des dimensions des chenaux ne se manifeste pas toujours de manière uniforme le long d'un même cours d'eau (Gregory et al. 1992), certains pouvant montrer une alternance de tronçons incisés caractérisés par une profondeur et une capacité à pleins bords importantes et de tronçons exhausés avec un rapport largeur/profondeur élevé (Chin et Gregory 2001, 2005). La réponse d'un tronçon est étroitement liée à la fourniture sédimentaire depuis les versants (**figure 3**) et aux dynamiques des tronçons amont et aval. La morphologie des cours d'eau ne réagit donc pas toujours rapidement à l'urbanisation et ne suit pas une trajectoire temporelle linéaire (cf. § 5.1 et 5.2). Elle dépend de la distribution spatio-temporelle des processus de transport solide, d'érosion et de dépôt que les modifications de l'occupation du sol provoquent dans le réseau hydrographique. En un point donné du réseau hydrographique, les ajustements peuvent notamment se manifester par une réponse complexe qui se traduit par une séquence d'incision, d'exhaussement et de ré-incision (Schumm 1973).

3.3.3- Autres ajustements morphologiques : modifications du tracé en plan, des faciès d'écoulement et de la granulométrie du lit

Selon Booth (1991), la morphologie des cours d'eau urbains se rapproche souvent de celle des cours d'eau naturels ayant subi une lave torrentielle (*debris torrent* ou *debris flow*). Les chenaux présentent un tracé rectiligne, une section uniforme et sont fréquemment incisés. Peu de séquences seuil-mouille rompent la régularité de la surface plane du lit. Les berges sont souvent fraîchement érodées, quasi-verticales, et constituent une source constante de sédiments.

Le **tableau 8**, qui présente une synthèse des évolutions morphologiques constatées par 58 travaux dans différentes régions du monde, montre que la diminution de la sinuosité semble être une évolution commune aux cours d'eau urbains (Chin 2006). En revanche, on peut constater une grande variabilité des réponses vis-à-vis de la pente des cours d'eau et de la granulométrie des sédiments du lit. Quelques auteurs (3 sur 6) ont observé une augmentation de la taille des sédiments du lit par transport sélectif suite à l'augmentation de la compétence des écoulements (Arnold et al. 1982, Douglas 1985, Finkenbine et al. 2000). Dans d'autres cas, les apports en sédiments fins issus des tronçons déstabilisés et des versants urbanisés ont au contraire augmenté le transport des matières en suspension de plusieurs ordres de grandeur, diminuant ainsi le diamètre moyen des sédiments du lit (Booth et Jackson 1997, Pizzuto et al. 2000, Walters et al. 2003). De tels apports en sédiments fins peuvent combler le chenal et transformer les séquences seuil-mouille, typiques des cours d'eau à graviers, en lit à dunes sableuses (Douglas 1985). Ils peuvent également entraîner un ensablement des plans d'eau (Trimble 1997) ou une augmentation de la sédimentation sableuse en lit majeur. La périurbanisation d'un bassin versant du Colorado a par exemple entraîné le dépôt de $2900 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ de sables et limons dans la plaine alluviale, multipliant sa superficie par 2,7 (Graf 1975 d'après Douglas 1985).

Dans certains cas, l'urbanisation pourrait même conduire à un changement du style fluvial. Arnold et al. (1982) rapportent l'exemple d'un bassin de 18 km^2 (Sawmill Brook, Connecticut) dont l'urbanisation a entraîné la transformation d'un chenal à méandres en chenal en tresses. Paradoxalement, cette évolution a été initiée par un déficit en fourniture

sédimentaire, en l'occurrence la diminution de la production sédimentaire des versants qui, combinée à l'augmentation de la fréquence des crues modérées, aurait engendré par la suite une augmentation des érosions de berges. Celles-ci ont considérablement élargi le chenal, formé des bancs, favorisé le recouplement des méandres (et donc l'augmentation de la pente), entraînant ainsi progressivement l'apparition du style en tresses.

Paramètre modifié	Direction du changement *		Intensité du changement			Sources (nb)
			min.	moy.	max.	
<i>Profil en travers</i>						
Section	74%	+	0,13	2,0	15,3	38
Largeur	86%	+		1,5	7,4	29
Profondeur	60%	+	0,73	1,6	2,8	20
Rapport Largeur/Prof.	100%	+			4,0	8
<i>Tracé en plan et formes fluviales</i>						
Sinuosité	100%	—	0,59		0,92	6
Pente		+/—				3
Granulométrie du lit	50%	+				6
<i>Réseau hydrographique</i>						
Densité de drainage	71%	+	0,42		8,08	7

* les signes indiquent la direction du changement et les pourcentages représentent la proportion des études correspondant à cette direction dominante

Tableau 8 : modifications morphologiques constatées en différentes régions du monde (d'après Chin 2006 ; compilation de 58 études réalisées en Australie, Canada, Etats Unis, Israël, Malaisie, Nigéria, Royaume Uni et Zimbabwe)

4- Impacts écologiques et socio-économiques

4.1- Modification de la ripisylve et des habitats aquatiques et riverains

Les ajustements morphologiques précédemment décrits et les aménagements réalisés dans le lit et la plaine alluviale se traduisent généralement par une dégradation des habitats aquatiques et riverains (Booth et Jackson 1997, Miltner et al. 2004). Les implantations humaines modifient encore la nature et la densité de la ripisylve qui joue un rôle important vis-à-vis de ces habitats (Meehan et al. 1977, Booth et Jackson 1997, Jones et al. 1999) : elle procure de l'ombre qui permet de limiter le réchauffement de l'eau en période estivale (Booth 1991, Piégay et Maridet 1994), filtre une partie des polluants et régule les apports en nutriments (Fustec 1988, Décamps et Naiman 1989, d'après Piégay et Maridet 1994) ; le système racinaire des arbres multiplie les caches à poisson (Meehan et al. 1977) et favorise la stabilité des berges (Swanson et Liekaemper 1982, Montgomery et al. 2003).

La ripisylve fournit également au cours d'eau du bois mort qui favorise à la fois la stabilité du fond du lit (Sedell et al. 1988), la diversité des habitats (Piégay et Maridet 1994) et la disponibilité locale en ressources nutritives (Steel et al. 2003). Les embâcles jouent

notamment un rôle important dans la rétention des matières organiques et constituent des sites d'alimentation privilégiés pour les macroinvertébrés prédateurs et certaines espèces de poissons (Wondzell et Bisson 2003). Dans les bassins forestiers, les débris ligneux grossiers contribuent à la diversification des formes fluviales et à la complexité morphologique des tronçons (Montgomery et al. 2003). Plus petits et épars en milieu urbain, ils ont généralement peu d'effet sur la morphologie du cours d'eau (Booth 1991). En modifiant le niveau de la nappe et la fréquence des débordements, l'urbanisation peut indirectement entraîner une transformation des peuplements riverains (Nakamura et al. 1997, Dufour 2005). Dans le nord du Japon, la rivière Kuchoro a été rectifiée sur un tronçon de 10 km pour améliorer l'évacuation des eaux en crue (Nakamura et al. 1997). Cela a provoqué une augmentation de la pente et donc de la capacité de transport. C'est à l'extrémité aval du tronçon rectifié que se sont alors accumulés les sédiments autrefois déposés 5 km plus en amont. L'exhaussement d'environ 2 m de cette nouvelle zone de dépôts s'est traduit par une augmentation de la fréquence des inondations et par des apports considérables en sédiments aux zones humides adjacentes. L'accumulation des sédiments fins a modifié les conditions pédologiques (teneur en matière organique et granulométrie du sol) des marges de ces annexes fluviales et, par conséquent, la composition de la végétation : les saules se sont progressivement substitués aux espèces originelles (aulne japonais et carex).

4.2- Dégradation de la qualité de l'eau

Les pollutions chimiques induites par l'urbanisation s'étendent aux composés organiques (Harned 1988, Schoonover et al. 2005), inorganiques (Harned 1988, Daniels et al. 2002, Ourso et Frenzel 2003) et métalliques (Harned 1988, Flores-Rodriguez et al. 1994, Estèbe et al. 1998, Ourso et Frenzel 2003). Elles proviennent des eaux usées domestiques, des rejets industriels, du lessivage des polluants atmosphériques, du ruissellement sur les routes et toitures métalliques, ainsi que des sédiments et du biofilm accumulés par temps sec dans les canalisations (Krejci et al. 2005, Namour et al. 2007).

En outre, les modifications hydromorphologiques des cours d'eau renforcent l'impact des polluants urbains. L'accentuation des étiages et l'homogénéisation des faciès d'écoulement limitent leur capacité d'autoépuration (Breil et al. 2005, Namour et al. 2007, Schmitt et al. 2008, Lafont et al. 2006, 2009). La chenalisation et l'incision du cours d'eau peuvent également diminuer l'action dépolluante des corridors riverains en abaissant le niveau de la nappe et en augmentant la hauteur des berges. En Caroline du Nord, Kunickis (2000 d'après Doll et al. 2002) montre par exemple que la capacité d'élimination de l'azote est fortement amoindrie dans la mesure où une grande partie des eaux souterraines qui alimentent le cours d'eau passe sous le système racinaire des arbres riverains.

4.3- Biodiversité des cours d'eau urbains

L'ensemble des effets de l'urbanisation sur les débits, la morphologie des cours d'eau, la qualité de l'eau et la ripisylve se traduit par une dégradation de la richesse biologique qui se trouve diminuée à la fois en quantité, en diversité et en qualité (Miltner et al. 2004, Helms et al. 2005, Jones et al. 1999). Diverses études ont démontré que l'urbanisation réduisait sensiblement l'abondance de poissons (Limburg et Schmidt 1990, Jones et al. 1999), de macroinvertébrés (Ourso et Frenzel 2003) et d'amphibiens (Orser et Shure 1972, Knutson et al. 1999, Riley et al. 2005). Limburg et Schmidt (1990) montrent par exemple comment la densité en œufs et larves de poissons diminue graduellement dans les affluents de la rivière

Hudson (Etats Unis) avec le pourcentage d'urbanisation. L'effet est particulièrement important pour les poissons anadromes (qui remontent le cours d'eau pour frayer) comme l'alose. L'impact sur la diversité des espèces se manifeste par des populations nettement moins variées et davantage composées d'espèces exotiques (Riley et al. 2005, Jones et al. 1999). Une étude menée sur 30 sous-bassins de la rivière Etowah (Etats Unis) révèle l'effet d'homogénéisation (définie comme le rapport en nombre et en diversité des espèces endémiques sur les espèces cosmopolites) sur les assemblages piscicoles (Walters et al. 2003). Les auteurs montrent que l'urbanisation tend à transformer les cours d'eau clairs à fond grossier en cours d'eau turbide à fond plus fin, conditions favorisant les espèces cosmopolites. L'impact de l'urbanisation peut également se traduire par des changements dans la chaîne trophique des cours d'eau. L'instabilité physique des cours d'eau urbains entraîne par exemple la disparition ou la raréfaction de la salamandre noire (*Desmognathus Fuscus*), prédateur important des cours d'eau en Géorgie (Orser et Shure 1972).

4.4- Impacts sur les zones inondables et les aménagements riverains

La modification du régime hydrologique, et plus particulièrement des débits de pointe, peut entraîner une augmentation de la fréquence des crues débordantes. Les activités humaines situées dans le lit majeur sont alors soumises à un aléa inondation plus important. C'est plus particulièrement le cas dans les secteurs aval des tronçons recalibrés ou agrandis (ex. : incision) qui accélèrent la propagation des crues, ou au droit des tronçons exhausés. A l'inverse, les phénomènes d'incision abaissent localement les niveaux d'eau moyens des cours d'eau et de leur nappe d'accompagnement. L'incision de la rivière Obion (Tennessee) a par exemple réduit la durée moyenne des inondations de 114 à 9 jours par an (Shankman et Samson 1991 d'après Bravard et al. 1999).

L'érosion du lit et des berges peut également entraîner la déstabilisation des structures situées dans le chenal ou en bordure de cours d'eau : routes, ponts, habitations... (Trimble 1997, Bravard et al. 1999).

5- Sensibilité des hydrosystèmes à l'urbanisation

L'urbanisation n'affecte pas les hydrosystèmes de la même façon selon les environnements physiographiques et les pressions anthropiques imposées par le style de développement urbain (ou périurbain). Il est donc important d'avoir une bonne connaissance des facteurs qui contrôlent la réponse des cours d'eau pour déterminer dans quelle mesure les impacts de l'urbanisation peuvent être réduits ou évités.

5.1- Seuils de sensibilité

L'évolution des hydrosystèmes révèle des effets de seuils qui déterminent leur réponse à une modification de variables internes ou externes (Schumm 1973). Plusieurs auteurs ont tenté de détecter le seuil de sensibilité des bassins versants aux effets de l'urbanisation (**tableau 9**). L'impact de l'urbanisation sur la morphologie des cours d'eau serait détectable dès que les surfaces imperméables dépasseraient 10% de la superficie du bassin versant (Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a). Selon Morisawa et Laflure (1979), l'effet initial de l'urbanisation sur le régime hydrologique est une augmentation des vitesses d'écoulement et donc de la capacité de transport du cours d'eau. L'ajustement des dimensions géométriques des chenaux

intervient dans un second temps, lorsque les vitesses sont suffisantes pour entraîner les particules constituant le fond du lit et les berges du cours d'eau. Le décalage entre la perturbation hydrologique du bassin versant et la réponse morphologique du cours d'eau dépendrait donc selon eux de l'augmentation de la vitesse des écoulements vis-à-vis du seuil de résistance du lit et des berges.

Impact	Surfaces imperméables	Surfaces urbaines	Source
Morphologie :			
déstabilisation du cours d'eau	10-20%		Bledsoe et al. (2001a)
	10%		Booth et Jackson (1997)
	10%		Schueler (1995 d'après Doll et al. 2002)
ajustement des dimensions des chenaux	7-10%		Coleman et al. (2005)
		25%	Morisawa et Laflure (1979)
Biologie :			
diminution de l'abondance des communautés piscicoles	10-15%		Galli (1993 d'après Kauffman et Brant 2000)
		10%	Limburg et Schmidt (1990)
diminution de la diversité des espèces piscicoles	12%		Klein (1979 d'après Chin 2006)
déclin significatif de l' <i>Index of Biotic Integrity</i> qui caractérise les communautés piscicoles	13,8%		Miltner et al. (2004)
diminution de la diversité en macroinvertébrés benthiques	6%		Morse (2001)
	1,2-3,4%		Ourso et Frenzel (2003)
	10%		Schueler et Galli (1992 d'après Kauffman et Brant 2000)
diminution de la diversité et de l'abondance en amphibiens et macroinvertébrés benthiques		8%	Riley et al. (2005)

Tableau 9 : seuil de sensibilité aux impacts de l'urbanisation sur la morphologie et la biologie des cours d'eau

En comparaison, les impacts sur la biologie des cours d'eau sont très variables. Les communautés d'invertébrés semblent plus sensibles que les communautés piscicoles. Les invertébrés sont justement utilisés pour évaluer la qualité physico-chimique des eaux qui se dégradent de manière linéaire avec le taux d'urbanisation des bassins versants (Ourso et Frenzel 2003). Dans la mesure où les invertébrés constituent un élément essentiel de la chaîne

alimentaire des écosystèmes aquatiques, on peut supposer que les seuils relevés dans la littérature (**tableau 9**) ne tiennent pas compte des effets peu perceptibles mais importants qui correspondent à des niveaux d'urbanisation plus faibles. Ces valeurs de seuils seraient donc plutôt représentatives d'un déclin important des conditions biotiques du cours d'eau (Miltner et al. 2004). Certains auteurs considèrent en effet que les indicateurs biologiques montrent davantage un continuum dans l'effet des activités humaines (Jones et al. 1999, Ourso et Frenzel 2003), mais ce continuum pourrait être dissimulé par la difficulté de disposer de méthodes très sensibles pour détecter les effets de l'urbanisation (Booth 2000).

Dans tous les cas, l'étendue des seuils de sensibilité indiqués dans le **tableau 9** montrent que les effets de l'urbanisation ne peuvent être simplement caractérisés par le pourcentage de zones urbaines ou imperméables, particulièrement pour la biologie (Miltner et al. 2004). L'urbanisation inclut de nombreux autres facteurs de "stress" géomorphologiques et écologiques (chenalisation, pollution, modification des sols et de la végétation riveraine...). La manière dont on quantifie l'urbanisation engendre donc elle-même une certaine imprécision.

5.2- Temps de réponse

La notion de seuil géomorphologique est étroitement liée à celle de temps de réponse car il existe un décalage temporel entre la perturbation d'un système et sa réponse (Knighthon 1984, Downs et Gregory 1995). Cette dernière se réalise en deux temps :

- le temps de réaction représente la période nécessaire à la mise en œuvre de l'ajustement (première modification de la géométrie du lit suite à un changement des flux liquides et solides) ;
- le temps de relaxation correspond à la période nécessaire à l'établissement d'un nouvel équilibre.

Hammer (1972) avait déjà montré une influence majeure de l'âge des surfaces urbaines sur la réponse morphologique des cours d'eau pennsylvaniens (**tableau 10**). D'après ses résultats, les surfaces urbaines de moins de 4 ans n'ont pas d'effet significatif apparent. Les cours d'eau drainant des surfaces établies depuis 15 à 30 ans présentent des dimensions nettement plus élevées que celles des chenaux associés à des surfaces plus récentes (4 à 15 ans) ou plus anciennes (plus de 30 ans). Ces données suggèrent donc, dans le cas des cours d'eau étudiés par Hammer (1972), un temps de réaction d'au moins 4 ans. La stabilisation et la diminution des dimensions des chenaux pourraient éventuellement manifester un retour à l'équilibre après une période d'environ 30 ans.

Les résultats de Hammer s'accordent relativement bien avec les observations des autres auteurs sur les vitesses d'évolution morphologique des chenaux. Nous avons vu que l'augmentation des débits de crue était, dans les premières phases de l'urbanisation, en partie compensée voire surcompensée par une importante fourniture sédimentaire, ce qui tend à favoriser une stabilité relative des chenaux (cf. § 3.3.2). D'après Douglas (1985), l'ajustement des dimensions des cours d'eau débute après la migration vers l'aval des sables produits pendant la phase de construction et stockés dans le lit. Wolman (1967) estime qu'il faut 7 ans pour évacuer les sédiments fins alors que Robinson (1976 d'après Douglas 1985) estime que 15 ans sont nécessaires pour retrouver un cours d'eau graveleux. L'influence de ces apports massifs en sédiments fins diminuerait donc progressivement pendant une période de l'ordre de 5 à 15 ans. Les dimensions des chenaux commencent alors à s'ajuster aux nouvelles conditions caractérisées par une faible fourniture sédimentaire et des débits de crues élevés.

Leopold (1973 d'après Douglas 1985) montre par exemple que l'élargissement du Watts Branch (Maryland) débute 12 ans après l'arrêt des constructions. A mesure que les dimensions des chenaux augmentent, les taux d'érosion du lit et des berges diminuent (Morisawa et Laflure 1979). Ceci peut également être favorisé par le rétablissement de la végétation sur les berges et par la disparition de tout ou partie des sédiments mobilisables par transport sélectif (Booth et Henshaw 2001). Henshaw et Booth (2000) estiment que la stabilisation des chenaux s'effectue généralement après 10 à 20 ans mais ils précisent que ce n'est pas universel. Ils rapportent notamment le cas du cours d'eau de Thornton Creek (Etat de Washington) qui est resté très instable alors que le niveau d'urbanisation n'aurait pas changé depuis plus de 20 ans.

Occupation du sol	E_r
surfaces imperméables de moins de 4 ans	1,08
habitations connectées au réseau d'eaux pluviales	
de 4 à 15 ans	3,36
de 15 à 30 ans	4,15
plus de 30 ans	1,08
rues connectées au réseau d'eaux pluviales	
de 4 à 15 ans	4,20
de 15 à 30 ans	5,16
plus de 30 ans	3,76
autres surfaces imperméables	
de 4 à 15 ans	6,26
plus de 15 ans	7,99

Tableau 10 : taux d'agrandissement (E_r) de la section à pleins bords des chenaux en fonction de l'âge des surfaces urbaines (Hammer 1972)

Chin (2006) a développé un modèle d'évolution des cours d'eau urbains à partir des informations recueillies par quelques études dans six pays différents (**figure 6**). Elle distingue cinq phases :

- une phase de latence (a) pendant laquelle l'urbanisation n'entraîne pas de modifications significatives. La durée de cette phase correspond au temps de réaction et peut être très courte, Hannam (1979, d'après Chin 2006) indiquant par exemple un envasement du cours d'eau de Nouvelles Galles du Sud (Australie) 5 à 6 mois après le début du défrichement des sols ;
- une phase d'augmentation de la production sédimentaire (b) qui, contrairement au pic indiqué par Wolman (1967 ; **figure 3**), peut s'étaler sur plus de 10 ans. L'importance des apports en sédiments aux cours d'eau peut alors engendrer une première réponse morphologique qui se traduit par un exhaussement du lit et une éventuelle diminution de la largeur à pleins bords ;
- la diminution de la production sédimentaire débute avec la phase (c), pendant laquelle la plupart des sédiments produits lors des premières constructions et stockés dans le lit sont évacués du bassin versant. Elle entraîne l'inversion des dynamiques morphologiques : les chenaux vont progressivement s'agrandir par érosion du lit et/ou des berges ;

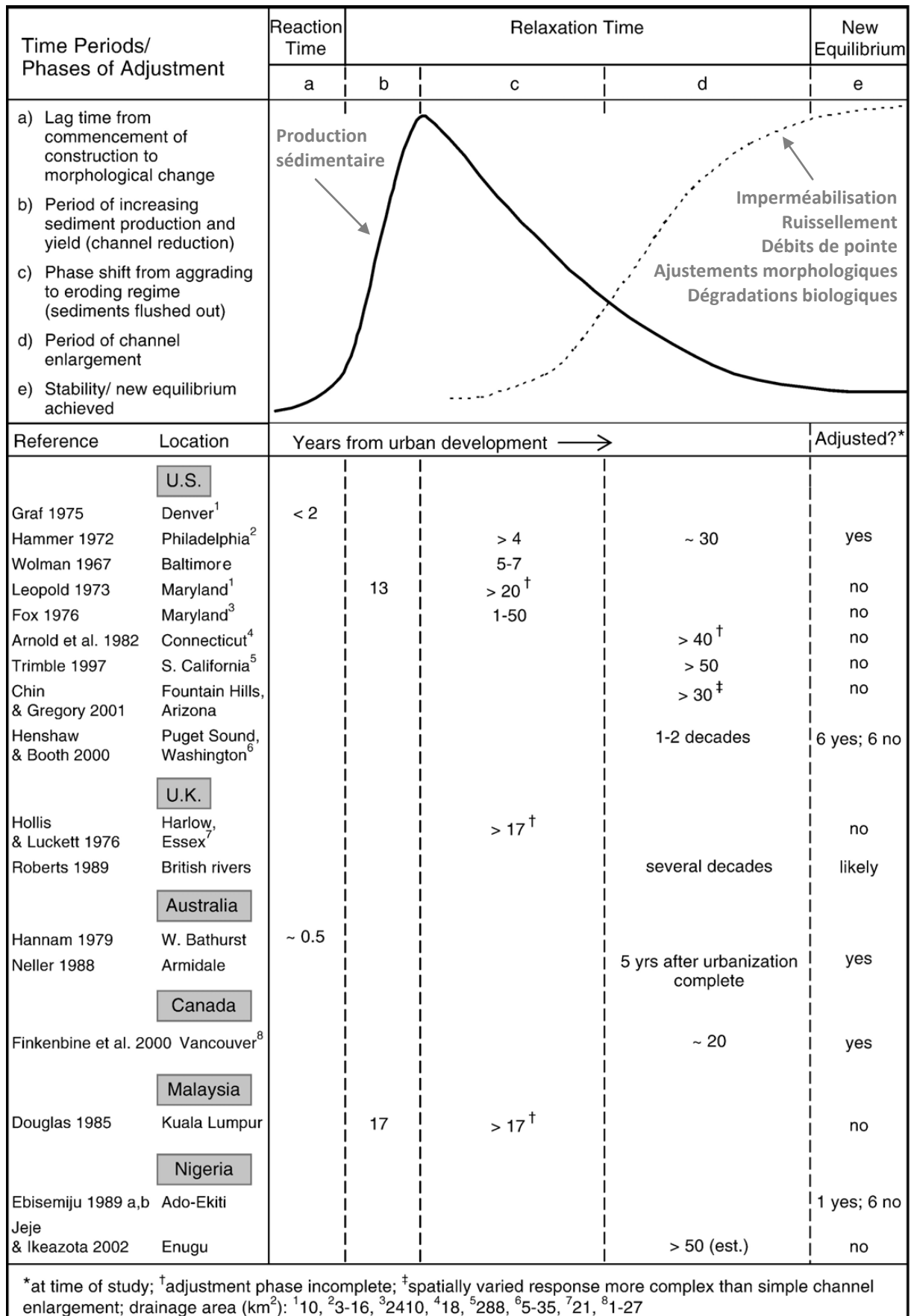


Figure 6 : phases principales d'ajustement des cours d'eau urbains et temps de réponse (Chin 2006)

- une phase de récession de la production sédimentaire (d) qui conduit à l'achèvement des ajustements morphologiques des chenaux jusqu'à l'établissement d'un nouvel équilibre ;
- la phase (e) correspond enfin à la persistance de ce nouvel équilibre.

D'après les études renseignées dans la **figure 6**, l'augmentation des productions sédimentaires est relativement rapide et ne dure que quelques mois à quelques années. L'établissement d'un nouvel équilibre s'étale en revanche généralement sur plusieurs décennies.

5.3- Influence des caractéristiques intrinsèques des bassins versants

Les systèmes fluviaux sont plus ou moins sensibles selon leurs caractéristiques physiographiques (Downs et Gregory 1995, Bledsoe et Watson 2001a). Le climat, les héritages géologiques et géomorphologiques, la topographie et la taille des bassins versants sont des paramètres fondamentaux dans le contrôle des ajustements morphologiques des cours d'eau (Leopold et Maddock 1953, Nanson et Young 1981). Ces caractéristiques expliquent la variabilité régionale des ajustements et/ou les discontinuités au sein d'un même cours d'eau.

Selon Park (1977), l'ajustement de la rivière Deer en aval de la ville de Holworthy, dans le West Devon (Angleterre), s'est essentiellement manifesté par une augmentation de la profondeur du chenal (36% en moyenne) alors que les changements en largeur sont restés mineurs (6% en moyenne). Cette tendance semble d'ailleurs être généralisée aux cours d'eau urbains du Royaume Uni, qui présentent des chenaux étroits et profonds (Chin 2006). Elle pourrait s'expliquer par des matériaux plus cohésifs en berges et des charges solides relativement plus faibles sur les cours d'eau britanniques par rapport aux autres régions du monde (Knighton 1979 d'après Chin 2006). A l'inverse, Pizzuto et al. (2000) rapportent plusieurs cas de cours d'eau pennsylvaniens qui se élargis (augmentation médiane de 26%) sans évolution significative de leur profondeur (évolution médiane de 0%), l'incision étant limitée par des gneiss et schistes quasi-affleurants en fonds de vallée. Les cours d'eau peuvent donc s'agrandir en s'élargissant et/ou en s'approfondissant selon le contexte géomorphologique (Bledsoe et Watson 2001a), ce qui explique la diversité des réponses morphologiques observées par les différents auteurs et dans différentes régions (Chin 2006).

Douglas (1985) a également montré l'impact considérable de l'urbanisation sur la production sédimentaire des bassins versants en Malaisie (*cf.* § 2.1). En région tropicale humide, les volumes et l'intensité des précipitations, associés à des sols généralement profondément altérés et facilement érodables malgré leur forte teneur en argiles et limons (Leigh 1982 d'après Chin 2006), contribuent à fournir par érosion des sols des volumes excessifs de matériaux par rapport à la capacité de transport des cours d'eau (Ebisemiju 1989). Par conséquent, l'ajustement des chenaux se manifeste majoritairement par une diminution de leur taille en région tropicale (Douglas 1974, 1985, Ebisemiju 1989, Odemerho 1992, Jeje et Ikeazota 2002, d'après Chin 2006).

Les chenaux formés d'alluvions cohésives présentent d'ailleurs les taux d'érosion les plus faibles pour un même niveau de perturbation (Nanson et Young 1981, Booth et Henshaw 2000, Julian et Torres 2006). Les temps de réponse des cours d'eau à une quelconque perturbation hydrogéomorphologique semble également d'autant plus longs que la taille moyenne des sédiments est importante : les cours d'eau à graviers s'ajusteraient puis se stabiliseraient nettement plus lentement que les cours d'eau à sables du fait des faibles vitesses de transport (Konrad et al. 2005).

La superficie des bassins versants détermine l'intensité et la vitesse des ajustements. Les effets de l'urbanisation ne sont importants que si les modifications des flux hydriques et sédimentaires sont significatives par rapport aux conditions initiales (Wolman 1967, Park 1977). Or le pourcentage de surfaces urbanisées tend à diminuer avec la taille du bassin versant. Les effets hydrologiques de l'urbanisation sont ainsi dilués par les écoulements provenant des surfaces rurales dans les grands bassins (Breil et al. 2010). En règle générale, la vitesse des échanges sédimentaires diminue également avec la taille du bassin versant. L'ajustement morphologique des cours d'eau est par conséquent d'autant plus rapide que les bassins sont petits (Park 1977, Bledsoe et al. 2001a, Chin 2006).

Enfin, l'augmentation des dimensions des chenaux pourrait être d'autant plus forte que la pente moyenne du bassin versant est élevée (Hammer 1972).

D'après les travaux réalisés par Booth (1991), Henshaw et Booth (2000) et Booth et Henshaw (2001) sur des petits bassins de l'Etat de Washington (0,1 à 33 km²), les cours d'eau les plus sensibles en termes d'ajustement morphologique présentent les caractéristiques suivantes : des pentes modérées à fortes, un substrat imperméable, un fond de vallée recouvert par des alluvions peu cohésives (typiquement des sables), une faible étendue de la ripisylve et une absence de structures naturelles (ou artificielles) de contrôle de pente. Lorsque ces conditions se cumulent, et que l'urbanisation entraîne une augmentation importante des débits en crue, la réponse des cours d'eau se manifeste par une importante incision.

5.4- Influence des modalités de l'urbanisation

Au-delà de l'étendue des surfaces urbaines, on peut distinguer différents types d'urbanisation. La densité et les propriétés hydrauliques des réseaux de drainage artificiels (réseaux d'assainissement, fossés, routes) conditionnent largement la réponse hydrologique du bassin versant (Leopold 1968, Sauer et al. 1983, Harned 1988, Chocat 1997a, Schick et al. 1999) et les ajustements morphologiques des cours d'eau (Hammer 1972, Whitlow et Gregory 1989, Chin et Gregory 2001). Hammer (1972) a notamment montré que les surfaces urbaines connectées à un réseau d'eaux pluviales ont un effet considérablement plus important sur les dimensions des chenaux (**tableau 6**). Ce dernier indique également que l'âge des surfaces urbaines est souvent associé à un type d'urbanisation. Dans les bassins étudiés par Hammer (1972) en Pennsylvanie, les zones résidentielles anciennes présentaient par exemple une couverture végétale plus dense, et notamment plus de boisements, des sols plus stables et des réseaux souvent sous-dimensionnés voire détériorés. Il est donc difficile de dissocier l'effet des différents types d'urbanisation de celui d'une éventuelle atténuation temporelle des perturbations qu'elles engendrent (Hammer 1972, Chin 2006).

Les structures de rétention et d'infiltration des eaux peuvent évidemment avoir une influence majeure (Sauer et al. 1983). Néanmoins, la conception de ces ouvrages repose généralement sur des critères strictement hydrologiques ou hydroclimatiques, sans tenir compte de leurs impacts géomorphologiques sur les cours d'eau récepteurs. Ils permettent donc de limiter les risques d'inondations en diminuant les débits de pointe associés aux fortes crues mais ils peuvent parfois entraîner ou accroître la dégradation morphologique des cours d'eau (Booth 1991, 2000).

La localisation des surfaces urbaines est également un facteur déterminant (Hammer 1972, Sauer et al. 1983, Ebisemiju 1989, Wong et Li 1998). Sur des petits cours d'eau côtiers du sud-est de l'Australie, Nanson et Young (1981) ont notamment montré que les cours d'eau bordés d'une vaste plaine alluviale non aménagée présentaient des dimensions nettement plus

faibles que les autres, car les débits écoulés dans le chenal ne constituaient qu'une part mineure des écoulements totaux en crue, les rendant quasiment insensibles à l'augmentation des débits de pointe. A contrario, lorsque l'urbanisation de la plaine alluviale s'est accompagnée d'une réduction importante des surfaces inondables, les cours d'eau se sont rapidement encaissés et leur section a augmenté par un facteur de 2 ou 3. Les rares sites où la qualité biologique des cours d'eau est maintenue malgré des forts taux d'urbanisation (plus de 30%) sont également ceux dont la plaine alluviale est relativement peu perturbée ou ceux dont l'alimentation en eau souterraine est importante (Miltner et al. 2004). L'urbanisation entraîne donc une perturbation plus importante de la morphologie des cours d'eau et des habitats aquatiques lorsqu'elle s'étend dans les fonds de vallée. Certains auteurs distinguent par conséquent les surfaces imperméables totales (*TIA* ou *Total Impervious Area*) des surfaces imperméables effectives (*EIA* ou *Effective Impervious Area*). Les premières (*TIA*) correspondent à la définition commune du taux d'imperméabilisation c'est-à-dire au pourcentage total de surfaces imperméables sur le bassin versant. Les secondes (*EIA*) prennent en compte uniquement les surfaces imperméables directement connectées au réseau hydrographique (Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a). En revanche, on sait que la diminution du temps de concentration est au contraire d'autant plus forte que l'urbanisation s'étend sur les parties amont du bassin versant, au niveau des interfluves et des têtes de bassin (Sauer et al. 1983, Wong et Li 1998).

6- Synthèse

La réponse des systèmes fluviaux à l'urbanisation a fait l'objet d'un nombre d'études croissant durant les dernières décennies. Nous retiendrons qu'ils tendent à suivre une trajectoire relativement commune mais que les modalités spatio-temporelles de cette trajectoire varient en fonction du type de pressions exercées, des seuils géomorphologiques et des temps de réponse spécifiques à chaque système fluvial. Pour résumer, l'évolution de la production sédimentaire des bassins versants est généralement marquée par un considérable pic de production lors des premières phases d'urbanisation (période de construction) puis montre une nette diminution pour atteindre un niveau variable selon l'intensité et la chronologie de l'expansion urbaine et des ajustements morphologiques du réseau hydrographique. Un seuil de 10% de surfaces imperméables est assez couramment cité pour que les modifications de l'occupation du sol se répercutent sur la morphologie des cours d'eau. Les cours d'eau urbains s'adaptent alors généralement aux nouvelles conditions en ajustant progressivement leurs dimensions, ce qui se traduit par une augmentation de leur section à pleins bords (éventuellement précédée d'une phase de contraction), mais ils peuvent subir une rapide incision. Le cas échéant, les sédiments issus du lit et des berges des tronçons incisés peuvent constituer la principale source de sédiments. Les cours d'eau peuvent parfois se stabiliser quelques années après la fin de l'urbanisation, mais l'établissement d'un nouvel état d'équilibre nécessite généralement 20 à 50 ans, voire plus. A terme, les chenaux urbains tendent à adopter une morphologie rectiligne, uniforme et aux dimensions importantes, capable d'évacuer rapidement les crues intenses, mais défavorable aux biocénoses aquatiques. La faune aquatique est par ailleurs plus sensible aux multiples effets de l'urbanisation et réagirait essentiellement de manière linéaire avec l'expansion des surfaces urbaines. Néanmoins, il est possible d'observer des seuils au-delà desquels la richesse biologique des cours d'eau décroît significativement.

Nous retiendrons également que les effets de l'urbanisation diffèrent d'un bassin versant à un autre essentiellement en fonction du climat, de la lithologie et de l'épaisseur des formations

superficielles (particulièrement en fond de vallée), de la présence de contrôles de pente naturels ou artificiels, et de l'intégrité du corridor riverain et de sa végétation. Un dernier facteur est enfin le type d'urbanisation lui-même. L'impact des zones urbaines est notamment fonction de leur localisation dans le bassin versant, de leur capacité d'infiltration et des réseaux d'assainissement qui les drainent. Ce constat justifie les efforts mis en œuvre pour développer des méthodes alternatives d'aménagement dans les centres urbains et les couronnes périurbaines.

Chapitre 1-B

CADRE GEOGRAPHIQUE : LE BASSIN VERSANT DE L'YZERON

Le bassin versant de l'Yzeron, d'une superficie de 147 km², est situé à l'ouest de l'agglomération lyonnaise, entre les Monts du Lyonnais et le couloir rhodanien (**figure 7**). La rivière principale prend sa source au village d'Yzeron, à 780 m d'altitude. Elle s'écoule d'ouest en est sur 26 km avant de rejoindre le Rhône à Oullins, en aval de la confluence avec la Saône, à 164 m d'altitude.

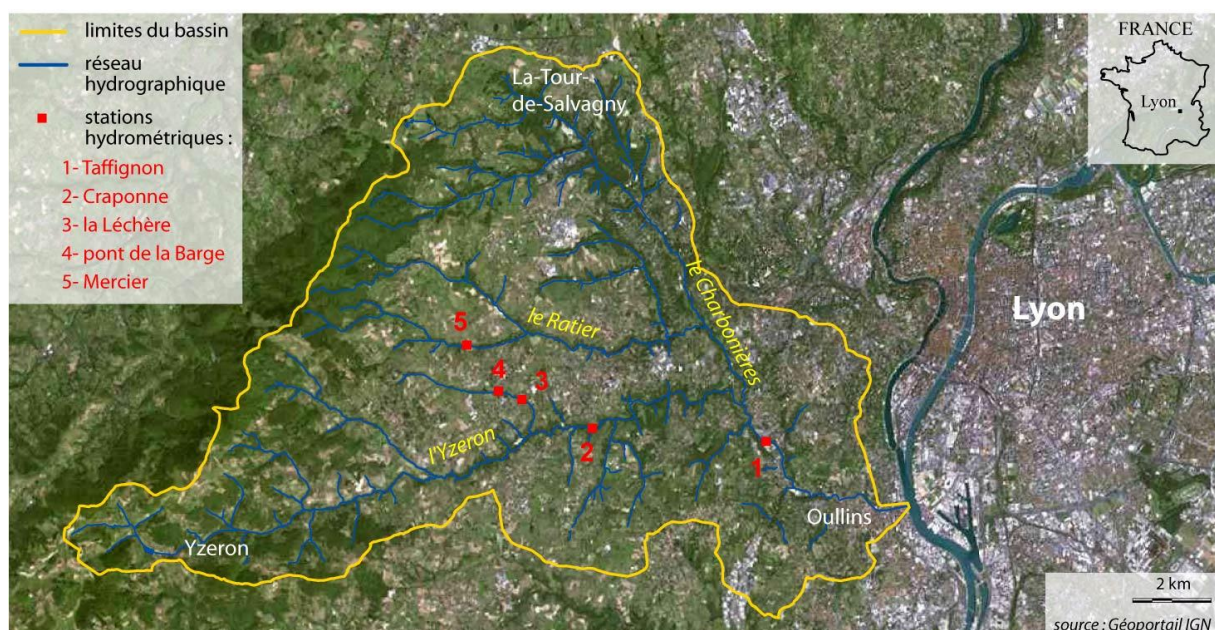


Figure 7 : localisation du bassin versant de l'Yzeron et des stations hydrométriques

1- Contexte morphostructural : mise en place et caractéristiques des unités hydrogéomorphologiques naturelles du bassin versant

Le bassin versant de l'Yzeron s'intègre dans la partie ouest de la « *région lyonnaise* » telle que définie par Mandier (1981, 1984), au sein de laquelle il est possible de distinguer, d'ouest en est, trois grands ensembles (**figure 8**) :

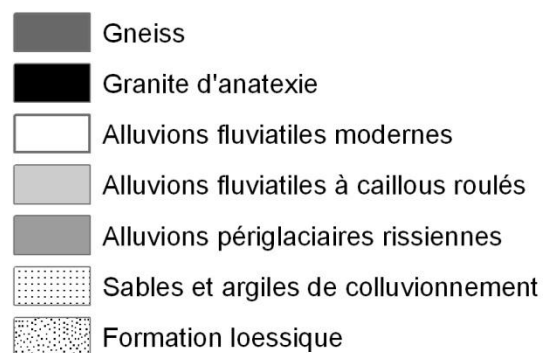
- les Monts du Lyonnais ;
- le Plateau Lyonnais ;
- la paléovallée du Rhône et de la Saône.

Dernier contrefort au nord-est du Massif Central, les Monts du Lyonnais culminent à 918 m d'altitude à l'ouest du village d'Yzeron (946 m au Crêt Malherbe qui se situe à environ 12 km au sud du bassin). Malgré l'ancienneté des formations géologiques et du massif, initialement mis en place lors du plissement hercynien, les pentes sont relativement fortes (25% en moyenne), surtout sur les versants proches des cours d'eau. La surrection des Alpes a effectivement entraîné le soulèvement de la bordure orientale du Massif Central à l'ère tertiaire qui, associée à des climats tropicaux et subtropicaux de plus en plus humides, correspond à une période d'érosion intense qui a contribué à l'incision de la roche mère par les cours d'eau (Mandier 1984). L'encaissement du réseau hydrographique s'est accru par la suite du fait de l'incision du Rhône à l'époque messinienne (commande aval imposée par l'abaissement du niveau de la mer Méditerranée). La roche mère est essentiellement constituée de roches métamorphiques imperméables (gneiss) et les formations superficielles sont globalement peu épaisses (Mandier 1981, Chocat 1997a). Ces roches affleurent à proximité des lignes de crête, dans certains fonds de vallée encaissés et sur les pentes les plus escarpées. L'épaisseur moyenne des sols est de 30 cm sur les pentes plus douces et ne dépasse généralement pas 50-60 cm au niveau des rares replats et des fonds de vallée (SIMOLY 2006). Certains fonds de vallée de tête de bassin font néanmoins exception avec des épaisseurs de colluvions et d'alluvions importantes (Delile 2009, Preusser et al. 2011).

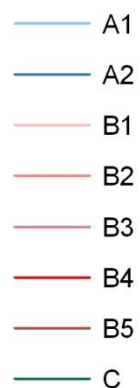
Le Plateau Lyonnais constitue un plan incliné d'ouest en est, dont l'altitude varie d'environ 400 m aux pieds des Monts du Lyonnais à 250 m en bordure de la paléovallée du Rhône et de la Saône. Mandier (1984) décrit cette zone de piedmont comme un trottoir étagé entre ces deux dernières entités, composé de quatre terrasses situées à des altitudes d'environ 300, 275, 250 et 230 m. Les deux premières sont issues de l'érosion locale des roches en place à l'ère tertiaire (pédiments) et les deux suivantes résultent des glaciations quaternaires. Le gneiss, qui domine largement le sous-sol du plateau, est recouvert à l'ouest d'une faible épaisseur de formations superficielles (Mandier 1981, Chocat 1997a). A l'est, les formations superficielles s'épaississent et sont constituées successivement de sables et argiles de colluvionnement et d'alluvions fluviales à cailloux roulés (**figure 8**). Localement, on observe également des roches granitiques recouvertes d'une épaisse arène. C'est surtout le cas au nord-est du plateau, au niveau de Charbonnières-Les-Bains (**figure 8**).

Enfin, la partie orientale du bassin versant est marquée par les formes héritées des érosions et dépôts fluvio-glaciaires de l'ancienne vallée du Rhône et de la Saône (**figure 8**). L'Yzeron et son principal affluent, le Charbonnières, s'écoulent dans leur partie aval sur d'épais dépôts alluviaux et fluvio-glaciaires entre les hautes terrasses tertiaires et quaternaires (ex. : colline de Saint Foy-les-Lyon constituée d'un socle cristallin recouvert d'alluvions fluviales plio-villafranchiennes ou « *alluvions jaunes* ») et les moraines rissiennes (ex. : colline d'Oullins).


Lithologie et formations superficielles



Type hydrogéomorphologique



Relief

 isohypse 50 m



Sources : Schmitt et al. (2004) ;
cartes géologiques du BRGM
au 50 000ème ; BD Topo IGN 2003

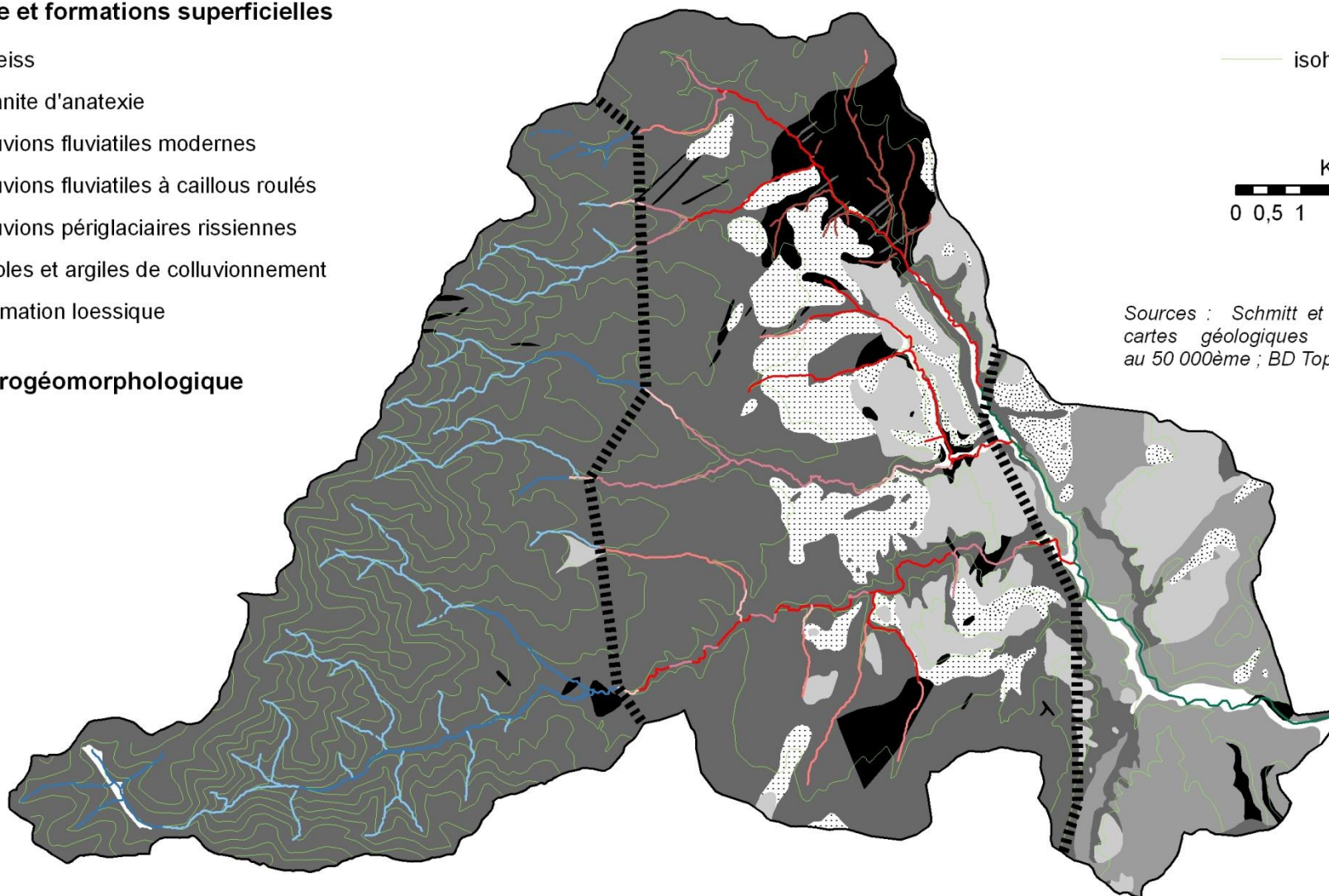


Figure 8 : contexte morphostructural et typologie hydrogéomorphologique des cours d'eau du bassin versant de l'Yzeron. Les pointillés délimitent les trois grandes unités naturelles : Monts du Lyonnais, Plateau Lyonnais et paléovallée du Rhône et de la Saône

2- Le réseau hydrographique : typologie hydrogéomorphologique des cours d'eau

L'organisation du réseau hydrographique est étroitement liée à l'héritage géologique et géomorphologique du bassin versant. A l'ouest, le substrat imperméable a notamment favorisé le développement d'un chevelu élémentaire dense alors qu'à l'est du plateau, le réseau hydrographique est moins dense du fait de la forte capacité d'infiltration des formations fluvio-glaciaires. L'abaissement du niveau de base imposé par le Rhône a également favorisé l'encaissement des cours d'eau dans le Plateau Lyonnais et les dépôts hérités. C'est plus particulièrement le cas de l'Yzeron et de ses principaux affluents, les ruisseaux du Ratier et de Charbonnières, voire au niveau des extrémités aval de certains affluents et sous-affluents de moindre taille (ex. : Chaudanne).

La méthode typologique élaborée par L. Schmitt sur les cours d'eau d'Alsace (Schmitt 2001, Schmitt et al. 2007b) et appliquée sur le bassin versant de l'Yzeron (Valette 2004, Valin 2004, Schmitt et al. 2004) rend compte de la distribution générale des formes et des dynamiques des cours d'eau imposées par les principales entités structurales du bassin versant (**figure 8**). Elle repose sur une distinction entre ces unités ou sous-unités hydrogéomorphologiques naturelles qui intègrent l'influence du relief, de la lithologie et des formations superficielles (Monts du Lyonnais, Plateau Lyonnais métamorphique ou recouvert de cailloutis miocènes et pliocènes, Plateau Lyonnais recouvert d'une arène granitique, paléovallée du Rhône et de la Saône), ainsi que sur les principales caractéristiques morphométriques des bassins versants et des fonds de vallée (**tableau 11** : superficie du bassin versant, largeur, pente et encaissement du fond de vallée). Elle a également été validée par certains caractères morphodynamiques des cours d'eau qui représentent les variables de réponse du système fluvial (**tableau 11** : rapport largeur/profondeur, distribution granulométrique des sédiments, sinuosité, dynamique latérale et distribution des faciès d'écoulement).

Le type A1 correspond aux torrents des Monts du Lyonnais. Ils présentent une énergie élevée et un fond de vallée étroit qui ne permet pas de dynamique latérale. Leur lit est constitué de sédiments hétérométriques provenant essentiellement des versants, dont les plus grosses particules peuvent être métriques. Les faciès d'écoulement s'agencent en séquences marches-cuvettes associées à des rapides.

Les cours d'eau de type A2 se situent sur les replats des Monts du Lyonnais qui font la transition avec le plateau. Ils ont par conséquent une énergie modérée. La largeur des fonds de vallée et l'intensité de la dynamique latérale sont variables. La charge de fond est relativement semblable à celle du type A1. Les faciès d'écoulement s'agencent généralement en séquences seuils-mouilles associées à des rapides, mais peuvent localement faire place à des séquences marches-cuvettes vers l'amont.

Le type B1 correspond aux tronçons de raccordement entre les zones encaissées et non-encaissées du Plateau Lyonnais. Il s'agit de tronçons courts avec une énergie très élevée qui s'écoulent dans un fond de vallée très étroit (en V). Le chenal, rectiligne, incise la roche mère ou est constitué de blocs métriques en provenance des versants. Les faciès d'écoulement s'organisent en séquences marches-cuvettes associées à des rapides.

a- Types de cours d'eau identifiés sur le bassin versant de l'Yzeron

Dénomination	Code
Torrents des Monts du lyonnais	A1
Cours d'eau à énergie modérée des replats des Monts du lyonnais	A2
Cours d'eau à haute énergie de l'extrémité amont des secteurs à fond de vallée encaissé	B1
Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée peu encaissé du Plateau Lyonnais	B2
Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et étroit du Plateau Lyonnais	B3
Cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et large du Plateau Lyonnais	B4
Cours d'eau sur arène granitique de la région de Charbonnières	B5
Cours d'eau des paléovallées du Rhône et de la Saône	C

b- Variables prises en compte dans la typologie

Variables de contrôle (indépendantes)	Variables de réponse (dépendantes)
Unité hydrogéomorphologique naturelle	Rapport largeur/profondeur du lit mineur
Superficie du bassin versant	Indice de sinuosité
Altitude du site	Taille moyenne des sédiments du lit
Largeur du fond de vallée	Tri des sédiments du lit
Rapport d'encaissement ^a	Pourcentage de faciès d'écoulement lotiques
Pente du fond de vallée	Pourcentage de mouilles
Puissance spécifique à pleins bords	Pourcentage de plats
	Pourcentage de berges sapées
	Pourcentage de bancs
	Indice de mobilité pondéré ^b : $I_m = 100 \cdot \frac{S+3B}{4L}$
	avec S = longueur des berges sapées ; B = longueur des bancs ; L = longueur du site

c- Principales caractéristiques des types de cours d'eau

Type	Pente du fond de vallée (%)	Largeur du fond de vallée (m)	Rapport d'encaissement ^a	Rapport largeur/profondeur	Diamètre moyen (mm)	Indice de mobilité pondéré ^b
A1	7,6	16	8,6	3,1	42	4,0
A2	2,8	110	40	5,1	44	11,8
B1	4,9	17	6,4	3,8	145	9,1
B2	2,4	63	30	4,3	37	28,0
B3	3,1	46	16	4,7	47	15,1
B4	0,9	96	18	6,7	48	19,3
B5	3,1	19	12	3,8	14	25,0
C	0,5	180	23	8	43	7,5

^a rapport entre la largeur du fond de vallée et la largeur du lit mineur ; ^b indicateur synthétique décrivant la dynamique latérale des chenaux

Tableau 11 : typologie hydrogéomorphologique « naturelle » des cours d'eau de l'Yzeron (Schmitt et al. 2004) : a) dénomination des types de cours d'eau identifiés ; b) variables prises en compte (les variables indépendantes ont été utilisées pour classer les individus ; les variables dépendantes ont permis de valider la typologie et de caractériser les types sur un plan morphodynamique) ; c) principales caractéristiques des types de cours d'eau

Les cours d'eau de type B2 présentent une énergie modérée et des fonds de vallée alluviaux peu encaissés dans le Plateau Lyonnais. La dynamique latérale est modeste. Le lit est composé de galets, graviers et sables provenant principalement des versants et des colluvions de pied de versant, avec parfois quelques blocs. Les galets les plus émoussés peuvent être d'origine glaciaire (cailloutis pliocènes). Les faciès d'écoulement s'ordonnent en séquences seuils-mouilles associées à des plats, voire à des rapides.

Le type B3 représente les cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée relativement étroit et nettement encaissé (30 à 50 m) du Plateau Lyonnais. La dynamique latérale est faible en raison de l'étroitesse du fond de vallée. Les matériaux du lit sont hétérométriques et la roche mère peut affleurer localement. Les versants fournissent également au chenal une charge grossière pouvant dépasser la compétence du cours d'eau. Les faciès d'écoulement sont organisés principalement en séquences seuils-mouilles associées à des rapides.

Le type B4 correspond aux cours d'eau à fond de vallée encaissé et large du Plateau Lyonnais. Il présente une dynamique latérale active dont l'intensité est variable selon les secteurs. Le fond du lit est constitué de galets, graviers, sables et limons, avec un colmatage sableux important. Les faciès d'écoulement s'organisent en séquences seuils-mouilles associées à des plats, voire localement à des rapides.

Les cours de type B5 drainent la sous-unité du Plateau Lyonnais des environs de Charbonnières-les-Bains et recouverte d'une arène granitique. Ils présentent globalement une énergie moyenne et un fond de vallée relativement étroit. L'intensité de la dynamique latérale est modérée. La charge solide est principalement composée de sables issus de l'ablation de l'arène granitique. Les faciès d'écoulement s'agencent alternativement en rapides, plats et mouilles peu profondes.

Enfin, à l'aval du bassin, les tronçons de type C parcourent les moraines rissiennes et les terrasses fluvio-glaciaires de la paléovallée du Rhône et de la Saône. Le fond de vallée, hérité du Rhône messinien, est large et permet une dynamique latérale active. La charge sédimentaire est constituée de galets et graviers, mais également de sables en abondance et de fines. Les unités morphodynamiques s'agencent en séquence seuils-mouilles associées à de nombreux plats sableux.

3- Evolution démographique et occupation du sol actuelle

La population du bassin versant a considérablement augmenté depuis le début du 20^{ème} siècle (**figure 9** ; estimations réalisées à partir des populations communales. Pour celles qui ne font pas intégralement partie du bassin versant, l'estimation se fonde sur les pourcentages de leurs superficies comprises dans le bassin versant). Entre 1936 et 2008, le taux d'évolution du nombre d'habitants est en moyenne de 214%, mais il varie fortement selon la distance des communes au centre de l'agglomération lyonnaise. Si la population des communes les plus éloignées de Lyon a relativement peu évolué (+142%), celle des communes plus proches montre une augmentation nettement plus forte à partir des années 60. Les sept communes aujourd'hui incluses dans le tissu urbain dense de l'agglomération (+183%) présentent une croissance particulièrement rapide entre les recensements de 1962 et 1975. Ce sont ensuite les communes périphériques, qui correspondent à l'actuelle couronne périurbaine, qui connaissent la plus forte croissance (+426%), notamment entre 1975 et 1989.

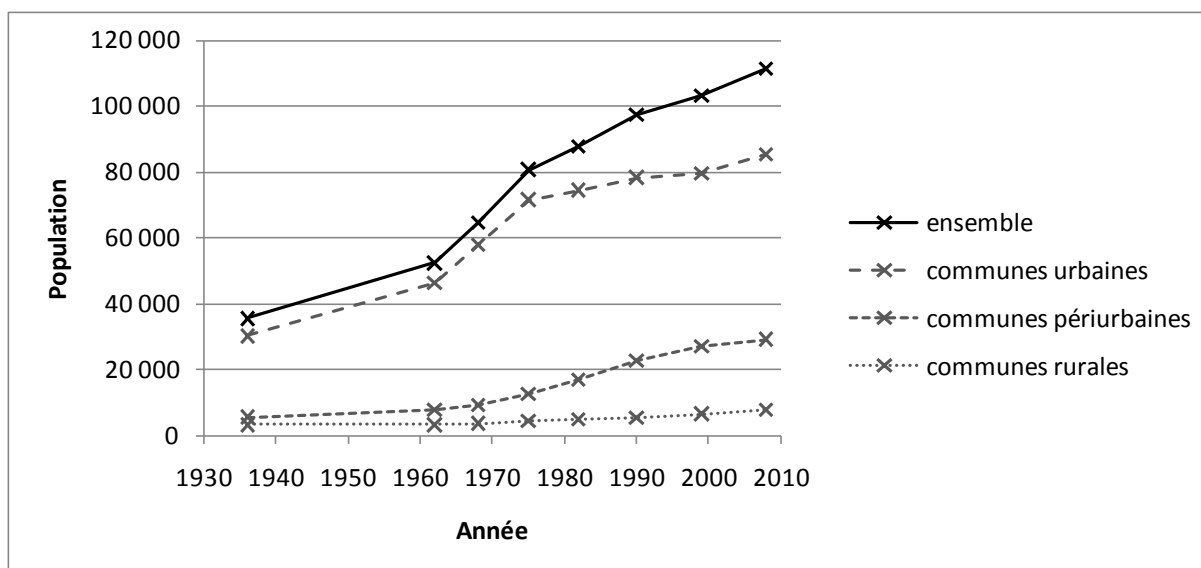


Figure 9 : évolution de la population des communes du bassin versant entre 1936 et 2008 (populations calculées au prorata de la superficie des communes dans le bassin ; sources : archives départementales du Rhône, INSEE).

Communes urbaines : Charbonnières-les-Bains, Craponne, Francheville, Oullins, Sainte-Foy-lès-Lyon, Saint-Genis-Laval, Tassin-la-Demi-Lune

Communes périurbaines : Brindas, Chaponost, Dardilly, Grézieu-la-Varenne, La-Tour-de-Salvagny, Lentilly, Marcy l'Etoile, Sainte Consorce, Saint-Genis-les-Ollières

Communes rurales : Pollionnay, Saint-Laurent-de-Vaux, Vaugneray, Yzeron

Ces dynamiques démographiques témoignent de l'étalement progressif de l'agglomération lyonnaise au cours des dernières décennies. On peut désormais distinguer trois zones qui correspondent à un gradient prononcé de l'urbanisation de l'ouest vers l'est (**figure 10**) : les Monts du Lyonnais à dominance rurale, une couronne périurbaine qui s'étend sur la majeure partie du Plateau Lyonnais, et une zone urbaine qui s'est essentiellement développée sur les moraines rissiennes et la paléovallée du Rhône et de la Saône ainsi que sur une partie du plateau.

L'occupation du sol du Plateau Lyonnais est caractérisée par une forte hétérogénéité typique des milieux périurbains. La moitié de sa superficie correspond à des surfaces agricoles largement constituées de prairies pâturées (peu de cultures). Les boisements représentent un peu plus du quart de la surface et se situent essentiellement dans les fonds de vallée et sur les versants en bordure des cours d'eau encaissés dans le plateau, constituant ainsi une trame verte. Enfin, les surfaces imperméables représentent 21% de la surface et sont inégalement distribuées, l'urbanisation du plateau s'étant développée sous la forme d'un habitat pavillonnaire autour des bourgs et des axes routiers préexistants.

L'urbanisation du bassin s'est également accompagnée du développement de réseaux d'assainissement. Plus de 440 km de réseaux parcourent la moitié est du bassin versant (Direction de l'Eau du Grand Lyon, SIAHVVY). Les réseaux séparatifs d'eaux pluviales et les réseaux unitaires, qui seuls ont théoriquement vocation à drainer les eaux de ruissellement, représentent $1,05 \text{ km.km}^{-2}$ soit à peu près autant que la densité de drainage naturelle ($1,14 \text{ km.km}^{-2}$).

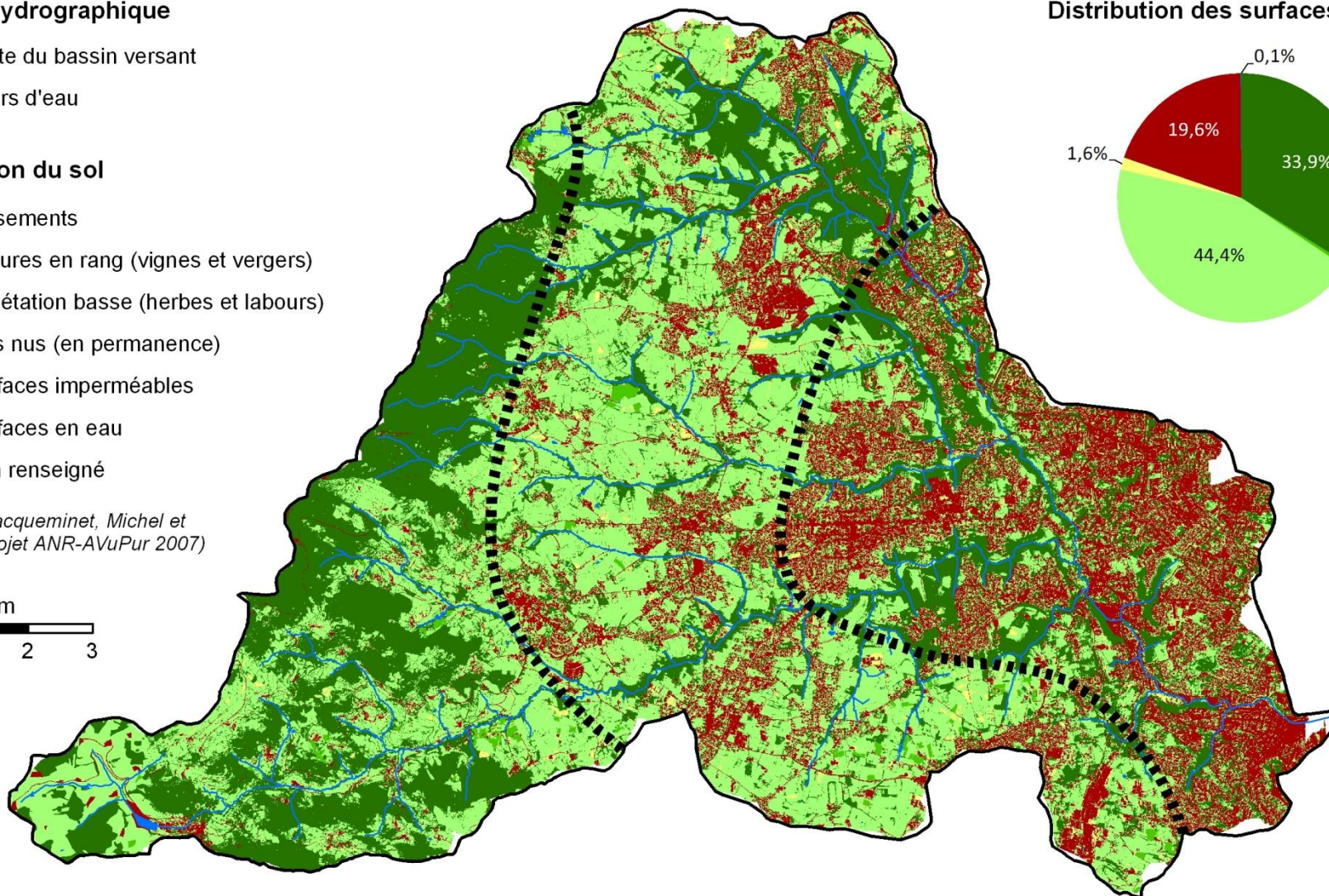
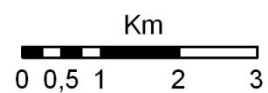
Réseau hydrographique

- limite du bassin versant
- cours d'eau

Occupation du sol

- boisements
- cultures en rang (vignes et vergers)
- végétation basse (herbes et labours)
- sols nus (en permanence)
- surfaces imperméables
- surfaces en eau
- non renseigné

Sources : Jacqueminet, Michel et Kermadi (projet ANR-AVuPur 2007)



Distribution des surfaces en 2008

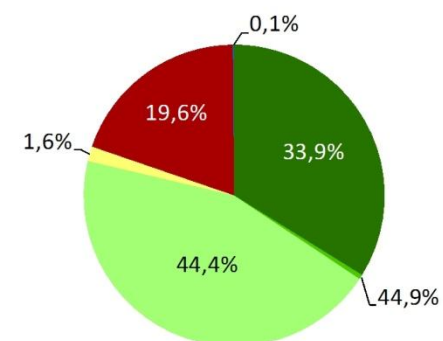


Figure 10 : occupation du sol en 2008. Les pointillés délimitent d'est en ouest la partie occidentale de l'agglomération lyonnaise, la couronne périurbaine, les Monts du Lyonnais à dominance rurale

4- Contexte climatique et hydrologique

Le climat de la région lyonnaise est de type semi-continental, avec des influences méditerranéennes et océaniques prononcées. Les précipitations annuelles moyennes sont de l'ordre de 750 mm (Beral-Guyonnet 1997, Gnouma 2006, Braud 2008). Les précipitations mensuelles moyennes sont plus élevées en automne (septembre à novembre) et au printemps (avril à mai) (Mahaud 2000). Les pluies les plus soutenues surviennent néanmoins à plus de 70% en été, de juillet à septembre (Comby 1998, Lecourieux 1999). Selon Paturel (1991 d'après Mahaud 2000), l'origine des événements pluvieux peut être classée en deux principales catégories : la première correspond aux perturbations atlantiques acheminées par les vents d'ouest à travers les Monts du Lyonnais ; la seconde aux pluies d'origine méditerranéenne provenant de la basse vallée du Rhône. Ces dernières produisent davantage de situations orageuses (Paturel 1991 d'après Mahaud 2000).

Le régime hydrologique de l'Yzeron est de type pluvial, avec une période de hautes eaux qui s'étend généralement d'octobre à avril et des débits d'étiage estivaux qui atteignent des niveaux très bas. Le module interannuel mesuré à la station de Taffignon (Francheville ; **figure 7**), qui draine 88% du bassin versant, est de $0,651 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Le débit de référence d'étiage est égal à $0,013 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (QMNA5 calculé sur 24 ans) et on observe très fréquemment des assecs estivaux au niveau des ruisseaux de têtes de bassin comme dans les parties basses du réseau hydrographique. Les capacités d'infiltration et de stockage des eaux sont en effet extrêmement limitées sur la majeure partie du bassin du fait des fortes pentes et du caractère imperméable des roches qui sont de surcroît généralement recouvertes d'une faible épaisseur de formations superficielles, à l'exception de la partie aval qui présentent quelques aquifères de faibles dimensions (Chocat 1997a). De plus, l'orientation générale ouest-est du réseau hydrographique correspond à celle des vents dominants ou codominants (vents d'ouest) ce qui contribue à la concomitance des eaux en aval et à l'intensité des débits de pointe. Ces conditions réunies produisent, sous l'effet de pluies convectives généralement observées en été et au printemps, des crues éclairs (Radojevic et al. 1992). Les communes riveraines de l'Yzeron et du Charbonnières ont ainsi subi de nombreuses inondations dévastatrices durant les trois dernières décennies (1982, 1983, 1986, 1989, 1992, 1993, 1996, 2003, 2005, 2008 et 2009).

Les caractéristiques naturelles du bassin versant sont donc à l'origine d'un régime hydrologique contrasté, marqué par des crues violentes et des étiages sévères. Pourtant, les débordements de l'Yzeron et de ses affluents sont devenus plus fréquents depuis quelques décennies (et également plus graves du fait d'un accroissement de la vulnérabilité). Dans un article consacré à l'évaluation du rôle de l'urbanisation dans l'aggravation du risque d'inondation, Chocat (1997a) explique que : « *Après une crue probablement très violente en 1955, l'Yzeron semble entrer dans une période de repos relatif de près de 30 ans. Si seule la mémoire humaine a gardé un vague souvenir du comportement de la rivière jusqu'en 1970, on dispose à partir de cette date d'une chronique chiffrée de débit, mesurée à Craponne (bassin versant de 48 km^2)* ». Les données enregistrées par cette station montrent effectivement une nette augmentation de l'intensité des crues depuis le début des années 80 environ (**figure 11** ; Radojevic et al. 2002). D'après Radojevic et al. (2002, 2010), l'augmentation de la fréquence de ces crues autrefois exceptionnelles est essentiellement liée à une intensification des fortes pluies : l'intensité des précipitations maximales journalières dont la période de retour est comprise entre 0,3 et 2 ans a sensiblement augmenté. L'influence de l'urbanisation sur ces fortes crues reste faible sinon modérée car, lors de pluies soutenues, les sols peu profonds sont facilement saturés, si bien que le coefficient de ruissellement des zones rurales devient proche

de celui des zones urbaines (Chocat 1997a, Radojevic et al. 2002, Breil et al. 2010). Il faut néanmoins souligner que le sous-bassin versant de la station de Craponne n'intègre pas la plupart des zones urbaines, qui sont situées plus en aval (**figure 7**).

En revanche, l'urbanisation a significativement modifié le régime des crues plus fréquentes, dont la période de retour est inférieure ou égale à 2 ans, qui sont devenues plus courtes et plus intenses (Radojevic et al. 2010). Par ailleurs, l'urbanisation affecte également les débits d'étiage en accélérant le drainage des eaux de ruissellement et en évacuant une partie de ces eaux hors du bassin par les réseaux d'assainissement unitaires. Breil et al. (2010) ont estimé que les volumes drainés par ces réseaux durant l'année hydrologique 2002-2003 représentaient 27% du débit annuel moyen de l'Yzeron. De plus, du fait de l'ancienneté de ces réseaux, les collecteurs principaux sont désormais poreux si bien qu'ils drainent par temps sec les nappes souterraines d'accompagnement s'écoulant dans les fonds de vallée (SAGYRC et P. Breil, communications personnelles).

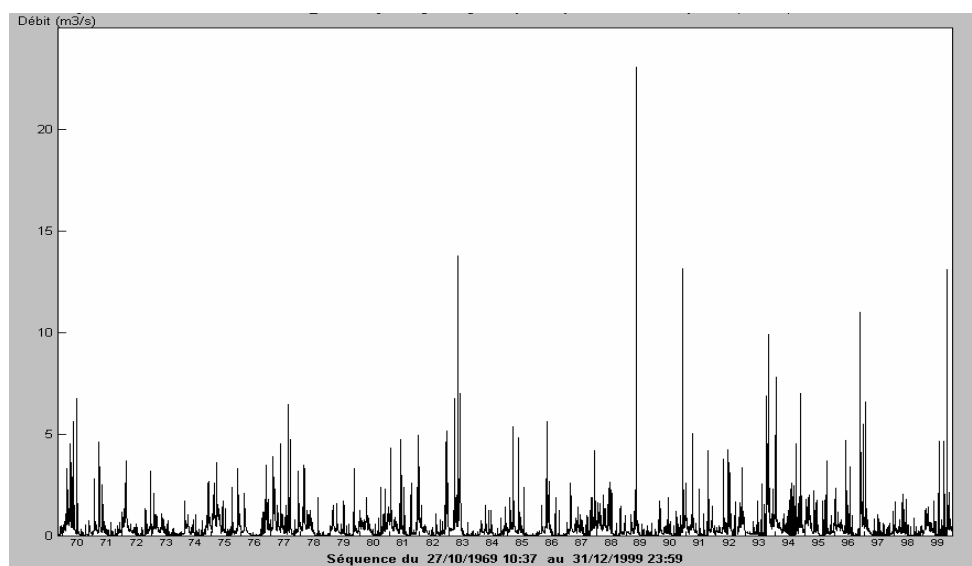


Figure 11 : chronique des débits instantanés à la station hydrométrique de Craponne de 1969 à 1999 (49 km² ; Radojevic et al. 2002). Remarque : le sous-bassin versant de Craponne (figure 7) n'intègre pas la plupart des zones urbaines, qui sont situées plus en aval.

Partie 2

ETAT DES LIEUX ET COMPREHENSION DES DYSFONCTIONNEMENTS GEOMORPHOLOGIQUES

Chapitre 2-A

INCISIONS DES COURS D'EAU DE TETE DE BASSIN

Ce chapitre s'appuie sur un état des lieux détaillé réalisé sur le bassin versant de l'Yzeron pour identifier les incisions de cours d'eau ainsi que les paramètres naturels et anthropiques pouvant influencer favorablement ou défavorablement leur apparition. Il s'agit dans un premier temps de dresser un inventaire des tronçons de cours d'eau incisés (localisation, datation, estimation des volumes et de la composition granulométrique des matériaux déstockés). Dans un second temps, nous nous attachons à déterminer, principalement par le biais d'analyses statistiques, les principaux paramètres de contrôle permettant d'expliquer leur distribution spatiale (occupation du sol, aménagements, géomorphologie des bassins versants et des fonds de vallée).

1- Origines, évolutions et impacts des incisions de cours d'eau

Les cours d'eau peuvent s'ajuster progressivement aux perturbations hydro-géomorphologiques de l'urbanisation ou répondre par une incision rapide qui se manifeste généralement par des modifications morphologiques nettement plus importantes (Booth 1991, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et Watson 2001a). Les ajustements progressifs de la morphologie des cours d'eau ont été abordés dans le chapitre 1-A. Le présent paragraphe constitue une brève synthèse bibliographique sur les incisions.

1.1- Diversité des incisions

Les incisions donnent naissance au réseau hydrographique en créant une multitude de formes géomorphologiques correspondant à plusieurs échelles spatio-temporelles, depuis les petites rigoles éphémères (ou *rills*) qui entaillent les sols sur quelques centimètres jusqu'aux canyons rocheux formés sur plusieurs millions d'années et dont l'encaissement est de l'ordre du kilomètre (Schumm 1999, Simon et Darby 1999). Dans tous les cas, elles se manifestent par une érosion verticale qui témoigne d'une capacité de transport excessive des écoulements par rapport à la fourniture sédimentaire (Simon et Darby 1999).

Schumm (1999) distingue six grandes catégories de causes des incisions qui correspondent à différents processus de formation et à différentes échelles temporelles : géologique, géomorphologique, climatique, hydrologique, animale et humaine (**tableau 12**). Dans la plupart des cas, les incisions résultent d'une combinaison de facteurs (Peiry et al. 1994, Booth et Jackson 1997, Schumm 1999). Les modifications anthropiques du système fluvial constituent néanmoins la principale catégorie de causes des incisions observées au cours du 20^{ème} siècle dans de nombreux cours d'eau des pays occidentaux (Peiry 1986, Hooke 2006, Malavoi et al. 2011). Elles ont entraîné des ajustements si intenses qu'ils peuvent atteindre une ampleur d'échelle géologique en quelques décennies et qu'ils masquent probablement l'influence des fluctuations hydroclimatiques naturelles (Bravard 1994). Les perturbations les plus remarquables sont probablement les extractions de matériaux dans le lit mineur (Kondolf 1994, Piégay et Peiry 1997), la chenalisation (Bravard et Peiry 1993, Nakamura et al. 1997), les barrages (Williams et Wolman 1984, Rollet 2007), le déboisement (Menéndez-Duarte et al. 2007) ou le reboisement (Liébault et Piégay 2002, Piégay et al. 2004) et l'urbanisation (Booth 1991, Gregory et al. 1992).

En agissant sur les deux leviers de la balance de Lane (**figure 5**), l'urbanisation peut conduire à de nombreuses modifications hydrogéomorphologiques favorables à l'incision des cours d'eau :

- la diminution du couvert végétal, l'imperméabilisation des sols et l'implantation de systèmes de drainage artificiels (réseaux d'assainissement, routes et fossés) entraînent une augmentation des débits liquides, et plus particulièrement du débit de pointe des crues ;
- la stabilisation des sols, le ralentissement ou le piégeage du transport solide par divers aménagements diminuent généralement la fourniture sédimentaire aux cours d'eau après la phase de développement des zones urbaines.

Catégorie	Causes	Type *
Géologique	Soulèvement	R
	Subsidence	R
	Basculement	R
	Faïlles	R
Géomorphologique	Capture	R
	Défluviation	R
	Avulsion	R
	Abaissement du niveau de base	R
	Recoupement de méandres	R
	Mouvements de masse	R/P
	Suffusion	R
	Dépôts de sédiments (augmentation de la pente)	R
Climatique	Péjoration climatique	P
	Amélioration climatique	R/P
	Augmentation de l'intensité des fluctuations	R/P
Hydrologique	Augmentation des débits moyens ou des pics de crue	R/P
	Diminution de la charge solide	R/P
Animale	Pâturage	R
	Piétinement	R
Humaine	Chenalisation	R
	Recoupement volontaire de méandres	R
	Construction de barrage	P
	Destruction de barrage	R
	Dérivation des débits liquides	R/P
	Dérivation des débits solides	P
	Abaissement du niveau des lacs	R
	Curages et extractions	R/P
	Exploitations souterraines (eau, minerais, pétrole)	R
	Urbanisation	R
	Déboisement	R/P
	Feux	R
	Routes, pistes et fossés	R/P

* évolution régressive (R) ou progressive (P) de l'incision

Tableau 12 : principales causes des incisions et type d'évolution (Schumm 1999)

1.2- Evolution des chenaux incisés

1.2.1- Modèles d'évolution

Malgré la variété des causes d'incision, l'évolution morphologique des tronçons incisés est souvent similaire quel que soit l'environnement physiographique (Simon et Rinaldi 2006). Plusieurs auteurs se sont attachés à développer un modèle conceptuel d'évolution des chenaux incisés (Schumm 1977, Elliott 1979, Simon et Hupp 1986, Watson et al. 1986, Gellis 1988). Nous présentons ici le modèle proposé par Simon et Hupp (1986) qui représente l'évolution d'un tronçon de cours d'eau suite à une chenalisation (rectification et/ou recalibrage).

Ces auteurs distinguent six étapes (**figure 12**). Suite à une perturbation du cours d'eau (étape 2 – chenalisation), la première réponse du chenal est un abaissement du lit (étape 3). Une fois que les berges atteignent une hauteur et un angle critiques, elles s'affaissent et provoquent l'élargissement du chenal (étape 4). Les matériaux érodés au niveau des berges et des tronçons amont se déposent alors sur le lit qui s'exhausse sensiblement et un nouveau chenal de basses eaux commence à se former dans les sédiments déposés et remaniés (étape 5). Enfin, la dernière phase d'évolution conduit à un nouvel état d'équilibre (étape 6) qui se caractérise par un double chenal emboîté. Celui-ci est composé d'un chenal large et profond capable de contenir une crue de 20 à 100 ans, et d'un chenal intérieur plus ou moins sinueux probablement ajusté au nouveau débit dominant, soit à une crue de 1 à 2 ans (Simon et Darby 1999). Une végétation se rétablit également au niveau des berges basses nouvellement formées. En général, l'exhaussement du lit permet de compenser environ 60% de l'abaissement initial (Simon 1992 d'après Simon et Darby 1999). Le nouveau lit est donc plus bas que le précédent et l'ancienne plaine d'inondation devient une terrasse.

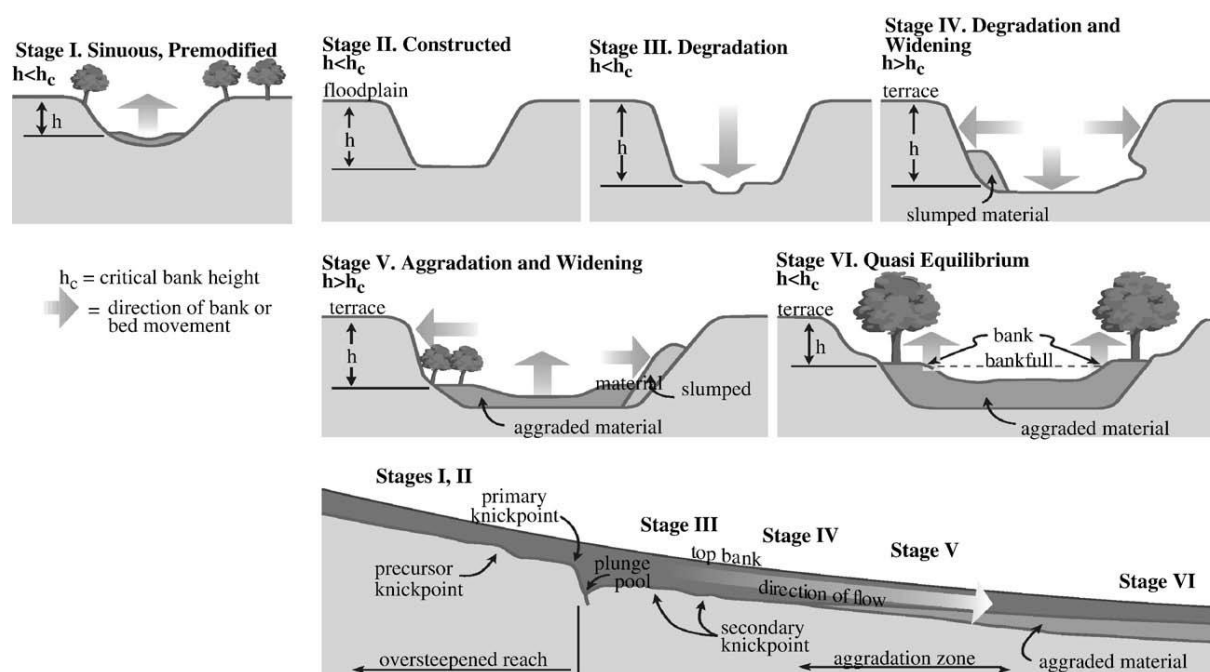


Figure 12 : modèle d'évolution des chenaux incisés en réponse à la chenalisation d'un tronçon de cours d'eau (Simon et Hupp 1986 d'après Simon et Rinaldi 2006)

Les dynamiques temporelles et spatiales des chenaux au sein d'un même cours d'eau ou tronçons de cours d'eau sont extrêmement liées car l'évolution des incisions s'opère par migration amont ou aval (Simon et Darby 1999). Dans le cas d'une incision régressive, les tronçons de cours d'eau en étape 5 vont notamment recevoir les sédiments déstockés par les tronçons amont (**figure 12**). Ces apports contribuent temporairement à l'exhaussement du lit et donc à prévenir une érosion ultérieure en diminuant la pente entre les tronçons qui s'incisent en amont et les tronçons qui s'exhausseront en aval. Lorsque l'incision migre dans un réseau hydrographique, la réponse morphologique des cours d'eau est complexe en raison du décalage chronologique des ajustements des différents tronçons et affluents (Schumm 1973, Hey 1979). Il en résulte souvent une réponse oscillatoire de la morphologie des chenaux qui rend difficile la prédiction de leur évolution (Simon et Darby 1999).

Dans les fonds de vallée de tête de bassin versant, les incisions participent à l'expansion et au rajeunissement du réseau hydrographique (Strahler 1956 d'après Gregory 2006). Plusieurs auteurs estiment que les incisions discontinues observées dans certains thalwegs dépourvus de chenal témoignent d'une perturbation récente du bassin versant (ex. : défrichement, surpâturage, ruissellement exceptionnel) et constituent une morphologie transitoire qui conduit à l'expansion du réseau hydrographique (Leopold et Miller 1956, Blong 1970, Heede 1974, Mosley 1972, d'après Montgomery 1999). Ces incisions peuvent apparaître en différents points du fond de vallée, se propager vers l'amont et se rejoindre jusqu'à l'établissement d'un chenal continu (Leopold et Miller 1956 d'après Montgomery 1999). D'autres soutiennent au contraire que ces formes discontinues peuvent être permanentes, bien qu'elles migrent dans le fond de vallée, plus particulièrement dans les bassins versants semi-arides (Schumm et Hadley 1957, Reid 1989, d'après Montgomery 1999 ; Montgomery 1999). Montgomery (1999) considère notamment que l'alternance des infiltrations et exfiltrations provoquées par ces formes entraînent successivement un excédent et un déficit sédimentaire par rapport aux écoulements superficiels, ce qui contribue au maintien d'un équilibre global entre les flux hydriques et sédimentaires à l'échelle du fond de vallée.

1.2.2- Temps de réponse et conditions de retour à l'équilibre

Une fois que l'incision a débuté, il est généralement improbable que le cycle d'évolution n'aboutisse pas totalement (Schumm 1999). Quelques éléments géomorphologiques peuvent néanmoins favoriser l'arrêt du processus d'incision ou du moins limiter son intensité. La présence d'un substratum rocheux ou d'alluvions dépassant la compétence du cours d'eau peut stopper la progression verticale de l'incision ou la ralentir. Il est également possible d'enrayer artificiellement le processus en implantant des structures de contrôle de la pente (ex. : seuils artificiels).

Simon et Darby (1999) soulignent l'importance de la phase d'élargissement du lit. Ce processus contrôle la vitesse de stabilisation du cours d'eau dans la mesure où il permet, d'une part, de diminuer les forces érosives pour un débit donné en étalant les écoulements sur un plus grand périmètre, et, d'autre part, d'augmenter la recharge sédimentaire du lit par les matériaux constituant les berges. Or la tendance à l'élargissement des chenaux incisés dépend de la nature des sédiments du lit et des berges, et plus particulièrement de leur teneur en argiles et limons qui contrôle la stabilité des berges. Dans le cas de cours d'eau sableux, l'approfondissement reste limité alors que l'élargissement est rapide, si bien que les chenaux s'ajustent rapidement (Schumm 1999). La tendance à l'enfoncement du lit des affluents sableux du Tennessee s'est ainsi inversée 10 à 15 ans après le début de l'incision (Simon et Rinaldi 2006). En revanche, les ajustements s'effectuent préférentiellement en profondeur dans les sédiments cohésifs (Schumm 1999). L'absence de matériaux grossiers limite encore davantage la vitesse des ajustements, si bien que les processus d'incision et de stabilisation sont à la fois plus lents et plus longs (Schumm 1999, Simon et Rinaldi 2006). L'enfoncement du lit des cours d'eau limoneux de l'Iowa s'est par exemple poursuivi pendant 70 ans (Simon et Rinaldi 2006).

La diminution de la pente permet également de réduire l'énergie des écoulements et leur capacité de transport. Les ajustements de la largeur du lit et de sa pente permettent ainsi de diminuer la puissance spécifique à pleins bords. La plupart des cours d'eau chenalisés atteindraient une stabilité relative lorsque celle-ci devient inférieure à 30 ou 35 W.m⁻² (Brookes 1983, 1987, Bledsoe et al. 2002, 2008).

1.3- Impacts écologiques et socio-économiques

Les incisions ont de nombreuses répercussions sur les activités humaines et les écosystèmes aquatiques et riverains (**tableau 13**). L'enfoncement du lit et l'érosion consécutive des berges, voire des versants, menacent la stabilité des ouvrages (ponts, digues, seuils, routes, pipelines...) et peuvent entraîner un déstockage important de sédiments vers l'aval (Bravard et al. 1999).

Effet	Impact
Enfoncement du lit	Déstabilisation des ouvrages transversaux (ex : ponts, pipelines)
Abaissement du niveau d'eau	Abaissement du niveau de la nappe d'accompagnement et diminution des réserves d'eau souterraines Assèchement et disparition des habitats hyporhéiques en berges Assèchement des zones humides périfluviales Modification de l'alimentation en eau et de la composition de la végétation riveraine Modifications physico-chimiques et diminution de la qualité des eaux
Rétraction de la bande active	Diminution de la surface des habitats aquatiques et altération des habitats riverains Diminution de la surface du lit participant à la recharge des eaux souterraines
Simplification du chenal et abandon des chenaux multiples	Diminution de la diversité des habitats Appauvrissement des communautés piscicoles Diminution de la longueur des habitats riverains
Diminution des bancs de graviers	Diminution des habitats et de la biodiversité
Pavage du lit	Pertes en zones de fraie
Affleurements rocheux	Pertes en zones de fraie et habitats hyporhéiques Drainage des eaux souterraines Obstacles à la migration piscicole
Affouillement et érosion des berges et des versants riverains	Elargissement du chenal Pertes en terres riveraines Déstabilisation des ouvrages et infrastructures riveraines Glissements de terrain
Modification de la configuration des berges	Réduction des possibilités de développement des semis
Augmentation des apports solides en aval	Exhaussement des tronçons aval

Tableau 13 : impacts des incisions de cours d'eau (modifié d'après Bravard et al. 1999)

L'abaissement du niveau des nappes phréatiques limite la disponibilité en eau pour les collectivités locales et assèche la plaine alluviale. Selon l'intensité de l'incision, le type de substrat et le type de peuplement initial, cela peut entraîner un vieillissement généralisé et l'homogénéisation des formations végétales (Pautou 1993, Girel 1994, d'après Bravard et al. 1997 ; Hupp 1997). Ces modifications se répercutent ensuite sur la faune des corridors fluviaux, et notamment sur les populations d'oiseaux et de mammifères (Carothers et Johnson 1975, Possardt et Dodge 1978, Barclay 1980, d'après Simon et Darby 1999). Les zones humides périfluviales, qui constituent des habitats privilégiés pour de nombreuses espèces animales et qui remplissent des fonctions fondamentales pour les collectivités humaines (écrêtement des crues, amélioration de la qualité de l'eau, loisirs), sont particulièrement sensibles à cet assèchement (Henry et Amoros 1995, Bravard et al. 1997). Dans les grands et moyens cours d'eau alluviaux des Alpes, ces enfoncements ont ainsi parfois entraîné ou favorisé de profonds bouleversements des écosystèmes riverains et une perte irréversible de la diversité des paysages du corridor fluvial (Landon et al. 1998, Bravard et al. 1999).

La diminution du stock alluvionnaire contribue également à réduire le nombre de bancs et peut conduire à l'affleurement de la roche mère. L'incision de la Drôme a par exemple conduit au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle à l'apparition d'affleurements rocheux sur 6,5% du linéaire de la rivière ainsi qu'à une diminution du nombre de tronçons en tresses (Landon et al. 1998). Associée à une rétraction de la bande active, cela se traduit par une diminution de l'étendue et la diversité des habitats aquatiques (Bravard 1994), des zones de fraie en particulier (Landon et al. 1998), voire des habitats hyporhéiques (Bravard et al. 1997). Les populations piscicoles et la faune benthique et hyporhéique peuvent donc être affectées (Bravard et al. 1997).

2- Méthodes

2.1- Inventaire des tronçons incisés

2.1.1- Parcours et collecte des données sur le terrain

La quasi-totalité du réseau hydrographique (167 km ; **annexe 1.1**) a été parcourue pour recenser les tronçons de cours d'eau incisés (**annexe 1.5**) et pour localiser les éléments pouvant influencer les flux hydriques et sédimentaires (déversoirs d'orages, rejets d'eaux pluviales, seuils et autres obstacles au transport solide... ; **annexes 1.3 à 1.4**) ou l'ajustement des cours d'eau (chenaux artificiels, enrochements de berge...). Des mesures systématiques de la géométrie du lit à pleins bords (largeur, profondeur et section à pleins bords) ont également été réalisées approximativement tous les 200 m (**annexe 1.2**). L'ensemble des données a été localisé par GPS et intégré dans un système d'information géographique (SIG).

Les incisions ont dans un premier temps été identifiées sur le terrain en se basant sur des indicateurs visuels (ex. : Gregory et al. 1992) : morphologie du chenal (profondeur à pleins bords importante, forme du chenal), brusque augmentation des dimensions du lit, affouillement des berges et déstabilisation de la ripisylve ou des ouvrages riverains (**figure 13**). Ces observations de terrain ont été validées dans un second temps par comparaison avec les profondeurs à pleins bords théoriques des chenaux non incisés (*cf.* § 2.1.2).

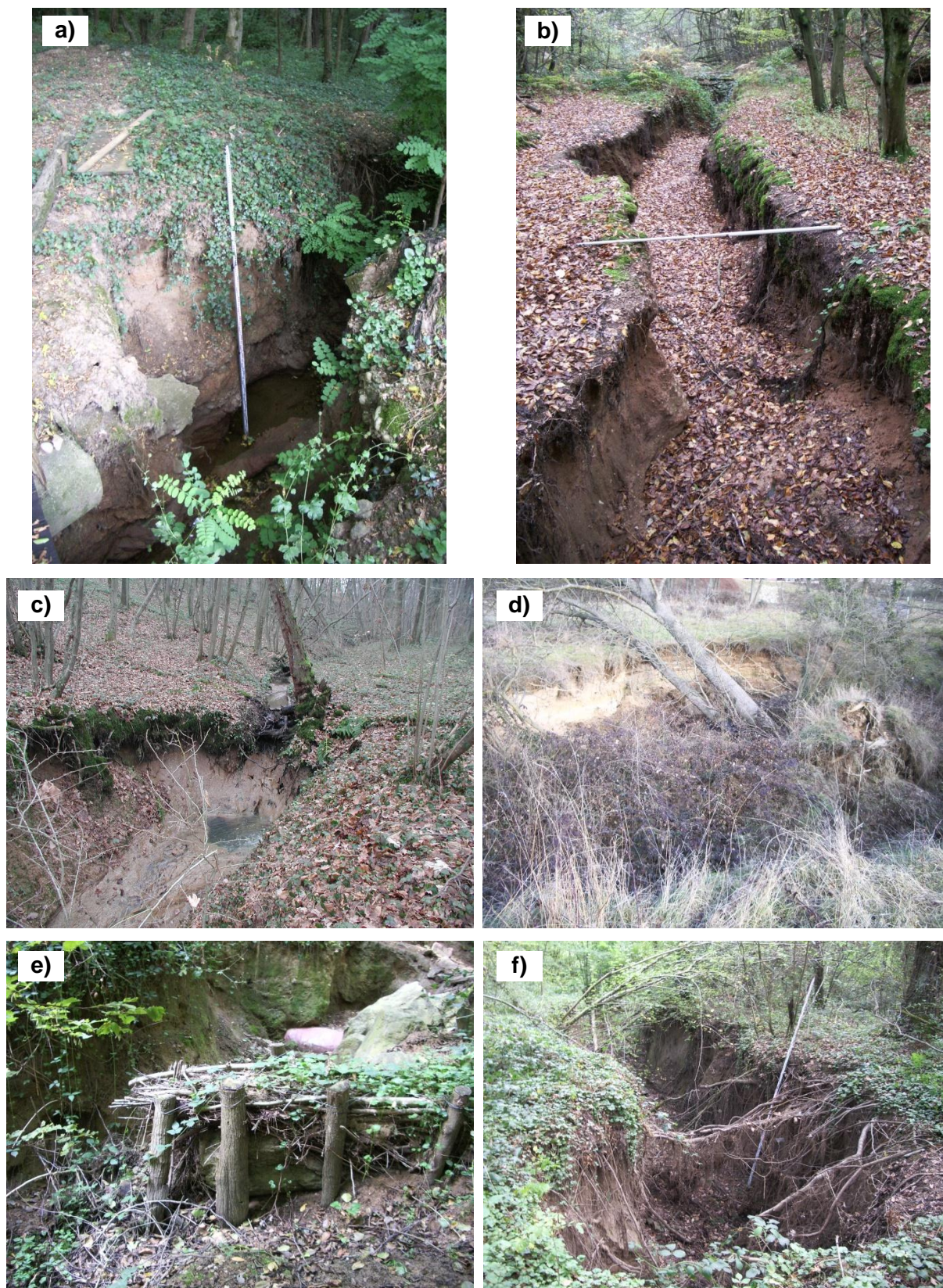


Figure 13 : exemples d'indicateurs visuels utilisés pour la détermination des tronçons incisés :
a) profondeur particulièrement élevée (2,8 m) ; b) chenal profond et étroit, en U ; c) brusque
augmentation des dimensions du chenal ; d) déstabilisation d'un arbre riverain par
affouillement de la berge ; e) mise à nu d'un collecteur du réseau d'assainissement ; f) racines
perchées au-dessus du lit

Des levés topographiques ont ensuite été réalisés sur les chenaux incisés pour déterminer leurs dimensions. Sur les principales incisions (59% des volumes érodés), un profil en long et plusieurs profils en travers ont été réalisés avec un théodolite, un DGPS ou un niveau topographique. Les dimensions des incisions moins importantes ont été évaluées par une méthode plus rapide : les tronçons incisés ont été segmentés en sous-tronçons homogènes du point de vue de leur morphologie (forme et dimensions) ; sur chaque sous-tronçon, des mesures de la largeur et de la profondeur à pleins bords (et la largeur du fond pour une morphologie trapézoïdale) ont été effectuées, et un coefficient compris entre 0,5 et 1 leur a été attribué en fonction de la forme du chenal pour le calcul de la section à pleins bords S_m (ex. : 1 pour un chenal en U tel que $S_m = \text{largeur moyenne} \times \text{profondeur moyenne} \times 1$; 0,5 pour un chenal en V tel que $S_m = \text{largeur moyenne} \times \text{profondeur moyenne} \times 0,5$; pour un chenal en trapèze : $S_m = \text{largeur du fond} \times \text{profondeur à pleins bords} + (\text{largeur à pleins bords} - \text{largeur du fond}) \times \text{profondeur à pleins bords} \times 0,5$).

Enfin, la granulométrie des matériaux constituant les berges des principaux tronçons incisés a également été déterminée pour caractériser le type de matériaux déstockés. Après une brève description des berges (différenciation des strates de texture homogène, mesure de l'épaisseur de chaque strate), un échantillon par strate homogène a été prélevé. Lorsque les berges semblaient relativement homogènes, un échantillon composite, constitué de plusieurs prélèvements de masses comparables effectués à différentes profondeurs, a été constitué. 81 échantillons répartis sur 26 tronçons ont ainsi été prélevés puis tamisés en laboratoire. La distribution granulométrique moyenne des berges par tronçon a été déterminée au prorata de l'épaisseur de chaque couche de sédiments.

2.1.2- Identification et description des tronçons incisés

Des relations de géométrie hydraulique, modélisant l'évolution des dimensions du lit en fonction de la superficie de bassin versant (géométrie hydraulique aval ou *downstream hydraulic geometry* ; Leopold et Maddock 1953), ont été établies à partir des mesures réalisées sur le terrain (**figure 14**). Il faut préciser que les transects sélectionnés pour établir ces relations correspondent à des chenaux naturels à l'équilibre (absence d'incision ou de récent effondrement de berges), sans contrainte latérale ou verticale (enrochement, radier en béton...) ni sous l'influence d'une structure perturbant l'hydraulique du chenal (embâcle, seuil artificiel, pont...), et pour lesquels la définition du plein bord était sans ambiguïté. En revanche, les mesures n'ont pas été effectuées sur un type de faciès particulier (ex. : faciès de type radier ou *riffle*), ce qui est recommandé pour optimiser la qualité des relations le long d'un cours d'eau (Doll et al. 2002). Ceci explique en partie la dispersion des nuages de points. Dans une moindre mesure, la détermination de la superficie des bassins versants entraîne également une certaine dispersion des points, particulièrement sur les zones à faibles pentes du Plateau Lyonnais (détermination difficile du sens de l'écoulement et des lignes de partage des eaux) et dans les zones urbaines (modification des écoulements superficiels par les réseaux d'assainissement).

Ces relations ont permis de compléter l'identification des tronçons incisés préalablement réalisée sur le terrain par comparaison des profondeurs à pleins bords mesurées sur ces tronçons avec les profondeurs à pleins bords théoriques des chenaux non incisés (**figure 14a**). Cette méthode fait partie des trois techniques dites de *space-time substitution* (ou *location for condition evaluation* ; Piégay et Schumm 2003) permettant de comparer les cours d'eau sous différents contextes d'occupation du sol. Elle a été appliquée par de nombreux auteurs pour évaluer les ajustements des cours d'eau urbains (Dury 1973, Gregory et Park 1974, Gregory

1977, Petts 1977, Richards et Greenhalgh 1984, d'après Ebisemiju 1991 ; Park 1977, Ebisemiju 1989, Neller 1989, Ebisemiju 1991, Gregory et al. 1992, Odemerho 1992, Chin et Gregory 2001, Doll et al. 2002, Kang et Marston 2006).

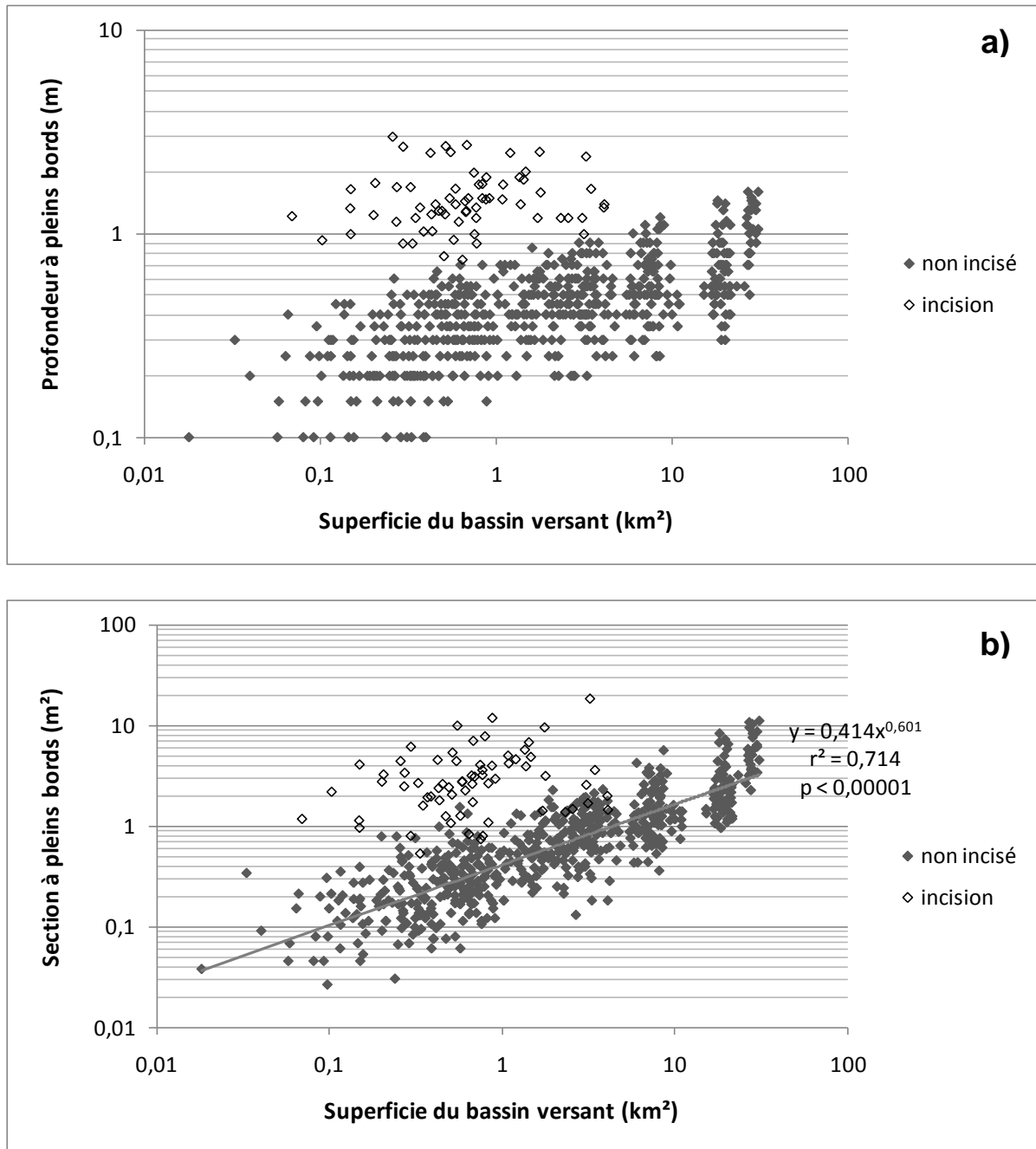


Figure 14 : évolution de la profondeur à pleins bords (a) et de la section à pleins bords (b) avec la superficie du bassin versant.

Chaque tronçon incisé (◇) est représenté par un point moyen (dimensions à pleins bords moyennes du tronçon).

La relation $S_m = 0,414.S_{bv}^{0,601}$ a été utilisée pour évaluer les sections à pleins bords théoriques (pour le calcul des sections érodées, des volumes déstockés et des taux d'agrandissement des tronçons incisés).

Les sections à pleins bords moyennes théoriques (**figure 14b**) ont également permis d'estimer pour chaque tronçon incisé les sections érodées moyennes \bar{S}_e , les volumes érodés V_e (ou volumes déstockés) et leurs taux d'agrandissement E_r (*enlargement ratio* de Hammer 1972) :

$$\bar{S}_e = \bar{S}_m \text{ mesurée} - \bar{S}_m \text{ théorique}$$

$$V_e = (\bar{S}_m \text{ mesurée} - \bar{S}_m \text{ théorique}) \times \text{longueur du tronçon incisé}$$

$$E_r = \frac{\bar{S}_m \text{ mesurée}}{\bar{S}_m \text{ théorique}}$$

Ces indicateurs évaluent donc l'intensité des changements dimensionnels de la section à pleins bords, en valeur absolue pour les deux premiers, en valeur relative pour le troisième.

2.2- Analyses dendrochronologiques des arbres riverains des tronçons incisés

L'eau exerce un contrôle fondamental sur la croissance des peuplements sylvoles, que ce soit par le manque d'eau, l'excès d'eau ou la variabilité temporelle de sa disponibilité (Dufour 2005). En milieu alluvial, l'alimentation en eau des arbres riverains est essentiellement contrôlée par les apports de la nappe ou du chenal (Busch et al. 1992, Willms et al. 1998, d'après Dufour 2005). Par conséquent, leur croissance peut être fortement altérée par les évolutions hydrologiques et/ou morphologiques des cours d'eau lorsque celles-ci modifient le niveau d'eau moyen et ses fluctuations (Piégay et al. 2003).

La dendrochronologie repose sur l'analyse des cernes annuels. Elle est fréquemment utilisée pour étudier l'évolution des forêts alluviales suite aux incisions de cours d'eau (Hupp et Simon 1991 d'après Hupp 1997 ; Scott et al. 2000, Amlin et Rood 2003, Dufour 2005) ou aux perturbations hydrologiques (Astrade et Bégin 1997, Smelko et Scheer 2000, Schume et al. 2004, d'après Dufour 2005 ; Hernandez 2001). On peut réciproquement appliquer cette méthode pour dater les incisions (Hupp 1997, 1999).

Une partie de la ripisylve des affluents de l'Yzeron est constituée par une aulnaie et une frênaie en berges. L'aulne glutineux (*alnus glutinosa*) est sensible à un changement brutal de son alimentation en eau (Piégay et al. 2003). Le frêne commun (*Fraxinus excelsior*) est généralement moins sensible à ce type de perturbation (Carlier et al. 1992 d'après Dufour 2005) mais il peut être présent sur certaines berges des affluents de l'Yzeron où l'aulne est absent. Nous avons donc étudié l'évolution de la croissance des arbres riverains des tronçons incisés appartenant à ces deux espèces pour dater les incisions. Ces analyses reposent en grande partie sur les données collectées dans le cadre du Master 1 de Raphaëlle Cordier (Cordier 2006).

2.2.1- Collecte des données : prélèvements dendrochronologiques et consultation des archives locales et départementales

L'ensemble des tronçons de cours d'eau incisés n'ont pas pu être étudiés du fait de l'absence de ripisylve ou d'essences potentiellement sensibles à l'impact des incisions (aulne glutineux ou frêne commun). Sur chacun des 12 tronçons incisés qui remplissaient ces conditions, 1 à 13 arbres riverains ont fait l'objet d'un prélèvement dendrochronologique, pour un total de 63 prélèvements (dont 2 ont été écartés car ils ont révélé qu'ils provenaient d'individus malades).

Deux échantillons témoins (un par essence), constitués de 10 aulnes et de 10 frênes situés sur les berges des cours d'eau non incisés du bassin versant ont été étudiés pour établir des courbes de croissance régionale moyenne.

Les prélèvements correspondent à des carottes prélevées à la tarière à une hauteur constante par rapport au sol d'environ 1,2 m (**figure 15**). Seuls les arbres sains, dominants ou codominants ont été carottés pour limiter le biais lié à une maladie ou à la compétition (Luszczak-Clusmann 1995, Mäkinen et Vanninen 1999, Smelko et Scheer 2000, Antonic et al. 2001, Dittmar et al. 2003, d'après Dufour 2005). Les arbres sélectionnés se situaient généralement en bordure de berge. Pour augmenter le nombre d'individus étudiés, quelques uns ont néanmoins été sélectionnés dans le lit majeur, à une distance maximale de 7 m de la berge. De plus, certaines incisions ayant entraîné la chute d'un ou plusieurs arbres riverains, leurs plus grands rejets (pousses verticales dont le nombre total de cernes permet de dater la chute de l'arbre) ont été coupés pour s'assurer qu'ils étaient bien plus récents que la datation de l'incision obtenue par analyse des carottes dendrochronologiques des arbres voisins.

Par ailleurs, les archives et bases de données de la DDE et de la DDAF du Rhône, de la Direction de l'Eau du Grand Lyon (gestion des réseaux d'assainissement sur les communes de l'est du bassin) et de la société SDEI (gestion des réseaux d'assainissement sur les communes de l'ouest du bassin) ont été consultées pour tenter de déterminer la date d'implantation des rejets d'eaux pluviales et déversoirs d'orage à l'origine de certaines des incisions étudiées. Peu d'informations ont cependant pu être obtenues car les dates et/ou la localisation précise des ouvrages mentionnés dans les archives ne sont généralement pas renseignées.



Figure 15 : prélèvement d'une carotte dendrochronologique à l'aide d'une tarière à bois

2.2.2- Analyse des données : courbes de croissance et écarts aux modèles de croissance

La mesure des cernes a été réalisée à l'aide d'une loupe binoculaire et d'un micromètre de précision (0,01 mm) après ponçage des carottes pour faciliter la lecture des cernes. Ces mesures ont permis d'établir les courbes de croissance des individus carottés (évolution pluriannuelle du rayon de l'arbre).

Une courbe de croissance moyenne par essence a été établie à partir des deux échantillons témoins d'aulnes glutineux et de frênes communs. Les modèles de croissance correspondant (évolution moyenne du rayon des arbres en fonction de leur âge) ont été établis par ajustement polynomial (figure 16).

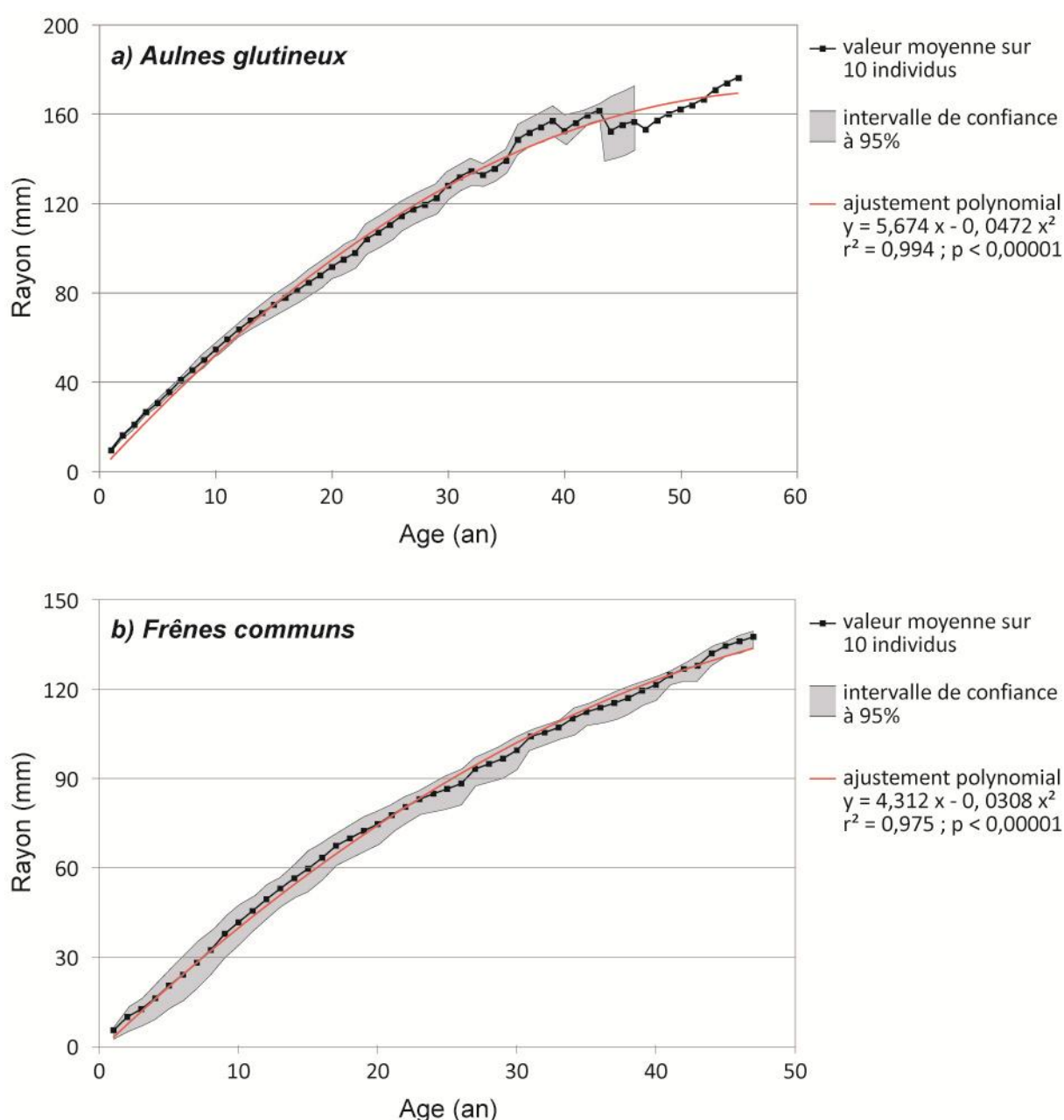


Figure 16 : modèles de croissance établis sur les échantillons témoins d'aulnes glutineux (a) et de frênes communs (b)

Les courbes de croissance des individus riverains des tronçons incisés ont été analysées pour mettre en évidence les brusques modifications de leur croissance. Nous nous sommes également appuyés sur les écarts entre le rayon mesuré et le rayon estimé à partir des modèles régionaux (ex. : **figure 20**). Cette méthode, recommandée par Simon Dufour (communication personnelle), permet de :

- s'affranchir de l'effet de l'âge des individus sur l'épaisseur des cernes annuels car celle-ci tend à diminuer avec l'âge même pour des conditions hydroclimatiques invariantes (Cook et Kairiukstis 1990 d'après Dufour 2005) ;
- repérer plus facilement les perturbations (une modification de la croissance des individus engendre une rupture de pente de la courbe de croissance, toujours ascendante, qui est parfois difficilement détectable tandis qu'elle se traduit par une inflexion relativement nette de la courbe des écarts au modèle) ;
- de plus, la croissance de chaque individu étant assujettie à de nombreux autres paramètres environnementaux, dont la plupart sont stables dans le temps (exposition au vent, au soleil, épaisseur et composition des sols...), la comparaison des courbes de croissance renseigne davantage sur les différentes conditions de croissance entre les individus. Or, nous cherchons ici à identifier une rupture dans la croissance de chaque individu.

2.3- Analyses statistiques

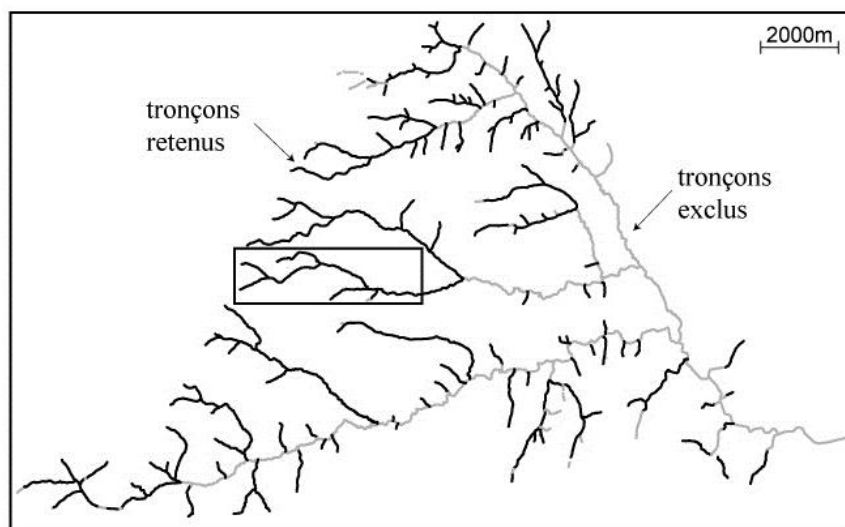
Des analyses statistiques ont été réalisées à partir des données collectées lors de l'inventaire de terrain et des données traitées sous SIG pour identifier les paramètres naturels et anthropiques permettant d'expliquer la distribution spatiale des incisions.

2.3.1- Segmentation du réseau hydrographique

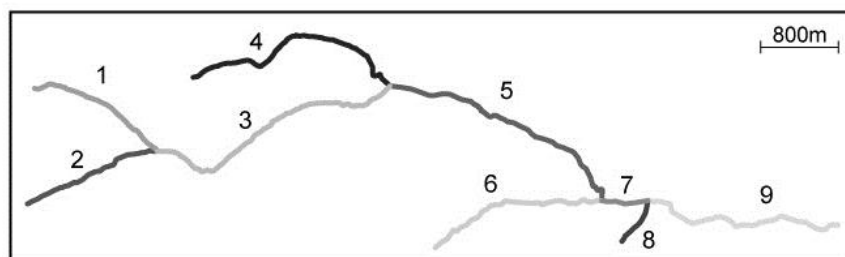
Les analyses ont été réalisées à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Dans la mesure où les incisions n'affectent que les drains de tête de bassin (cf. § 3.1), seuls les cours d'eau d'ordre 1 à 2 (ordination de Strahler) ont été pris en compte afin d'optimiser les résultats des analyses. Les tronçons de cours d'eau fortement artificialisés ont également été écartés (canalisations souterraines, canaux à ciel ouvert, chenaux rectifiés assimilables à des fossés).

Pour constituer le jeu de données, un premier découpage du réseau hydrographique élémentaire (cours d'eau d'ordre 1 à 2, en excluant les chenaux artificiels) a été réalisé au niveau des confluences (**figure 17**). Une segmentation supplémentaire a ensuite été réalisée au niveau des limites entre chaque type hydrogéomorphologique de cours d'eau. Enfin, les segments ainsi obtenus ayant des longueurs très variables (80 à 2500 m environ), chacun d'entre eux a encore été divisé en tronçons de taille égale en fonction de sa longueur initiale et en conservant une longueur à peu près semblable entre les segments (ex. : un segment de 180 m était coupé en 2, un segment de 450 m en 4...). Il s'agissait de ramener l'ensemble des tronçons à une taille comparable, imposée par la taille du plus petit tronçon (80 m entre 2 confluences), pour ne pas attribuer un poids trop important aux plus petits tronçons par rapport aux autres. Cela a également permis d'assurer une certaine homogénéité au sein de chaque tronçon. Au final, le jeu de données est constitué de 1063 tronçons d'une longueur comprise entre 80 et 150 m.

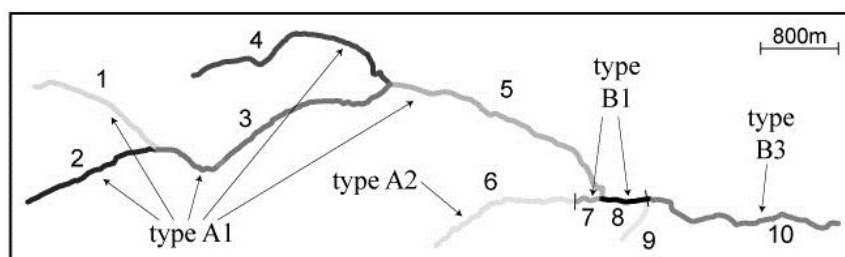
Les individus représentent donc des tronçons homogènes vis-à-vis des variables indépendantes (type hydrogéomorphologique, pentes, occupation du sol... ; cf. § 2.3.2) mais ils sont généralement hétérogènes vis-à-vis des variables dépendantes (incisions). En effet, les limites des incisions n'ont pas été utilisées comme critère de découpage supplémentaire car cela aurait généré des tronçons de longueurs très faibles, inadaptés par rapport à la précision des données, ce qui aurait alourdi inutilement le traitement des données. Une même incision peut donc s'étendre sur plusieurs tronçons-individus ou sur seulement une partie du linéaire d'un tronçon-individu. Ce dernier cas de figure constitue un inconvénient majeur du jeu de données pour l'identification des paramètres de contrôle.



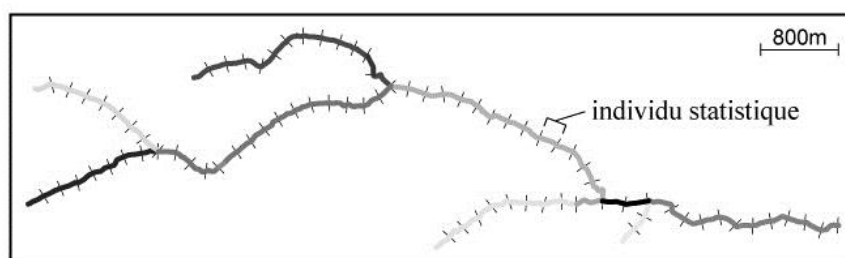
Etape 1 :
sélection des cours
d'eau d'ordre 1 à 2,
en excluant les
chenaux artificiels



Etape 2 :
découpage selon
les confluences



Etape 3 :
découpage selon
la typologie hydro-
géomorphologique



Etape 4 :
division des segments
en tronçons de taille égale,
en conservant une longueur
comparable entre les
segments (80 à 150m)

Figure 17 : méthode de segmentation du réseau hydrographique pour les statistiques

2.3.2- Sélection et renseignement des variables

Les variables suivantes ont été renseignées à partir des données collectées sur le terrain ou déterminées sur SIG :

Variables dépendantes (à expliquer) :

- déterminées sur la longueur totale des tronçons :
 - présence/absence d'incision (variable binaire)
 - proportion de linéaire incisé (en m.m^{-1})
 - volume unitaire déstocké (volumes érodés par les incisions V_e rapportés à la longueur du tronçon, en $\text{m}^3.\text{m}^{-1}$)
- calculées sur les seules portions incisées des tronçons :
 - *enlargement ratio* (rapport entre la section à pleins bords moyenne des chenaux incisés et la section à pleins bords théorique d'un chenal non incisé à superficie de bassin versant égale)

Variables indépendantes (ou explicatives) :

- caractéristiques des tronçons de cours d'eau :
 - type hydrogéomorphologique (source : Schmitt et al. 2004)
 - pente du fond de vallée (calculée à partir de la carte IGN au 25 000^{ème})
 - nombre cumulé de rejets par kilomètre (exutoires des réseaux d'eaux pluviales, déversoirs d'orage ou rejets de nature indéterminée matérialisés par une buse)
- caractéristiques des bassins versants correspondant :
 - superficie de bassin versant (délimitation semi-automatique à partir d'un MNT de 50 m de résolution spatiale et du programme *Arc Hydro* de *ArcGis*)
 - pente moyenne du bassin versant (moyenne surfacique calculée à partir d'un MNT de 50 m de résolution spatiale)
 - occupation du sol en 2008, en pourcentage du bassin versant (source : Jacqueminet, Michel et Kermadi, projet ANR-AVuPUR 2007) :
 - boisements
 - végétation basse (prairies et labours)
 - cultures en rang (vignes et vergers)
 - sols nus (exclusion des labours pour ne rendre compte que des sols constamment à nu)
 - surfaces imperméables
 - évolution des usages et/ou occupations du sol entre 1970 et 2008, en pourcentage du bassin versant (source : Jacqueminet, Michel et Kermadi, projet ANR-AVuPUR 2007) :
 - boisements
 - landes, friches et broussailles
 - cultures en rang
 - autres surfaces agricoles cultivées
 - surfaces à vocation urbaine
 - densité de routes bitumées et/ou de pistes non bitumées sur le bassin versant (en km.km^{-2} ; source : IGN-BD Topo ; les densités de routes et les densités de pistes ont été analysées séparément et conjointement)

Précisons que l'évolution des surfaces entre 1970 et 2008 correspond à une résolution spatiale moins précise que l'occupation du sol de 2008, et qu'elle est davantage orientée sur l'usage des sols que sur leurs propriétés physiques (couvert végétal, perméabilité). Ainsi, les surfaces à vocation urbaine peuvent être constituées d'une proportion variable, et parfois très faible, de sols imperméables. Cette variable permet tout de même d'évaluer l'évolution récente de l'urbanisation.

En ce qui concerne les variables dépendantes, le taux d'agrandissement E_r (ou *enlargement ratio* ; cf. § 2.1.2) traduit l'importance des ajustements morphologiques des chenaux incisés. Il a été calculé sur les seules portions incisées du linéaire des tronçons. Sur les tronçons partiellement incisés, une valeur moyenne calculée sur la longueur totale du tronçon aurait eu peu de sens. Sur les tronçons non incisés, un taux égal à 1 a été arbitrairement fixé. Le volume unitaire déstocké transcrit mieux l'importance relative des incisions entre les tronçons car il intègre à la fois la proportion de linéaire incisé et les dimensions des chenaux incisés. (N.B. : le terme « section érodée moyenne » et celui de « volume unitaire déstocké » désignent donc tous deux des grandeurs exprimées en m^2 , ou $m^3.m^{-1}$, mais ils correspondent à un mode de calcul différent car le premier correspond à la section érodée sur la seule portion de cours d'eau incisée (cf. § 2.1.2) alors que le second est calculé sur l'ensemble du tronçon).

2.3.3- Outils statistiques

Plusieurs méthodes statistiques ont été employées pour identifier les principaux paramètres permettant d'expliquer l'origine des incisions :

Méthodes descriptives et exploratoires :

- l'analyse visuelle des graphiques en boîtes (ou boîtes à moustaches), qui figurent la médiane, le premier et le troisième quartile ainsi que le premier et le neuvième décile des distributions, permet de déterminer si la distribution des paramètres étudiés (variables explicatives), pris un à un, diffère entre les groupes (tronçons incisés ou non incisés, classes de volumes déstockés) ;
- les variables explicatives présentant généralement des distributions asymétriques et/ou des variances inégales, les tests non paramétriques de Mann-Whitney (entre 2 groupes) et Kruskal-Wallis (plus de 2 groupes) ont été utilisés pour déterminer la significativité des différences de moyenne entre les groupes d'individus ;
- l'analyse en composantes principales (ACP) permet d'avoir une vue d'ensemble de la structure sous-jacente du jeu de données en mettant en évidence les multiples corrélations entre les variables explicatives et en identifiant les principaux facteurs de différenciation (les axes factoriels qui constituent des combinaisons linéaires des variables explicatives) entre les individus ;

Analyse des corrélations :

- les régressions linéaires simples ont permis de mettre en évidence la plupart des corrélations entre chacune des variables explicatives et l'importance des incisions (volumes déstockés, longueur et section des chenaux incisés), ou d'éventuelles relations entre les variables explicatives elles-mêmes qui peuvent expliquer certaines corrélations indirectes avec les incisions ;
- les distributions des résidus (différence entre les valeurs observées et les valeurs prédites par un modèle) ont été systématiquement analysées pour valider les relations établies et pour étudier l'influence de paramètres secondaires ;

- des régressions linéaires multiples ont été réalisées lorsque l'analyse des résidus révélait l'influence d'un second paramètre ;
- le test de significativité de Bravais-Pearson a été utilisé pour évaluer la significativité des régressions linéaires simples et celle des régressions multiples a été évaluée par un test de Fisher-Snédecor appliqué à la statistique $F = \frac{r^2/q}{1-r^2/n-q-1}$;

Description et classification :

- l'analyse discriminante linéaire a été utilisée pour identifier l'association de variables permettant de discriminer les tronçons incisés et non incisés et pour évaluer la capacité de prédiction d'un modèle basé sur ces variables (modèle linéaire multivarié) ;
- la régression logistique, qui constitue une des méthodes de généralisation de l'analyse discriminante permettant de s'affranchir des problèmes de non-normalité des distributions (méthode semi-paramétrique), a également été testée. Les résultats étant moins satisfaisants que ceux de l'analyse discriminante linéaire, ils ne seront que brièvement évoqués.

3- Résultats

3.1- Distribution spatiale des incisions

La **figure 18** représente les tronçons incisés recensés sur le bassin versant de l'Yzeron. Quelques incisions ponctuelles, considérées comme négligeables du point de vue de la longueur de cours d'eau incisé et des volumes de matériaux mis en jeu, ont également été relevées (**annexe 1.5**). Ces dernières ne seront pas prises en compte dans les analyses ultérieures.

Aucune incision n'a été observée sur les branches principales du réseau hydrographique. En revanche, les cours d'eau de tête de bassin versant sont considérablement affectés : un tiers des affluents d'ordre 1 et 2 (ordination selon Strahler) comporte un ou plusieurs tronçons incisés, ce qui représente au total près de 6% du réseau hydrographique (ou près de 8% de la longueur totale des affluents d'ordre 1 et 2 ; **tableau 14**). Les tronçons incisés se situent exclusivement dans les Monts du Lyonnais et sur le Plateau Lyonnais car les cours d'eau de la paléovallée du Rhône et de la Saône sont à la fois peu nombreux et fortement artificialisés (chenalisation, dérivation ou capture des écoulements par les réseaux d'assainissement). Près de la moitié des incisions se situent dans les bassins versants ruraux des Monts du Lyonnais mais les plus importantes se situent dans la couronne périurbaine (**tableau 14, figure 19**).

Réseau hydrographique

- chenal non incisé
- chenal incisé
- plan d'eau

Section érodée moyenne (m²)

- 0,3 (minimum)
- 1
- 10
- 14,4 (maximum)

Surfaces imperméables et rejets

- route bitumée
- bâti
- rejet

Sources : IGN BD Topo 2003 ; Jacqueminet, Michel et Kermadi (projet AVuPur 2007)

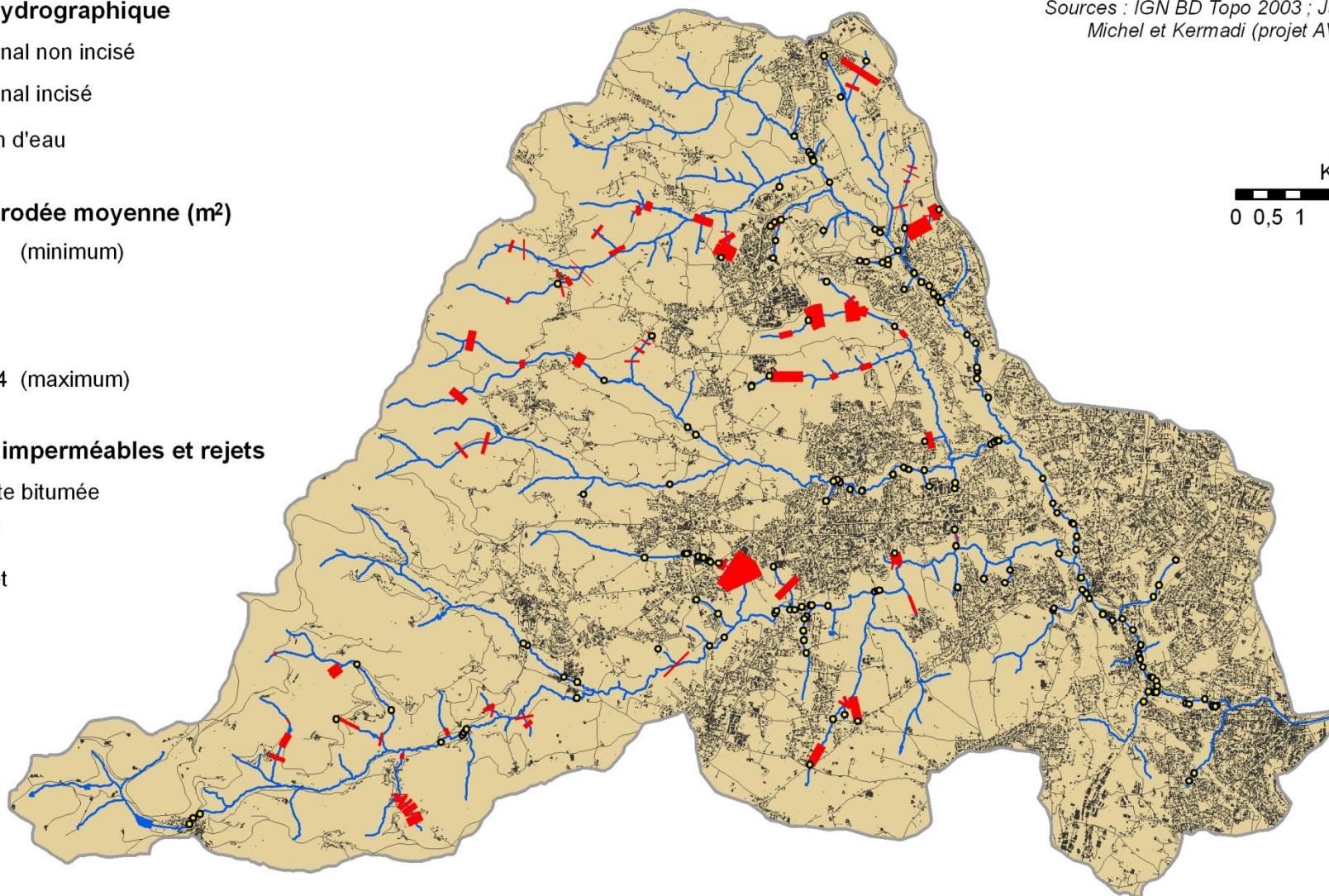
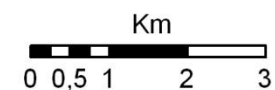


Figure 18 : distribution spatiale des tronçons de cours d'eau incisés. Les sections érodées moyennes (épaisseur des tronçons en rouge) permettent d'évaluer visuellement les volumes de matériaux déstockés par les incisions

Unité	Linéaire incisé *		Volumes déstockés (m ³)	Volumes unitaires déstockés * (m ³ .m ⁻¹)
	(km)	(%)		
Monts du Lyonnais	3,07	5,74	6 894	0,129
Plateau Lyonnais	6,29	9,85	19 975	0,312
Paléovallée	0	0	0	0
Total	9,36	7,86	26 869	0,226

* calculés uniquement sur les cours d'eau d'ordre 1 et 2 (ex. : 3,07 km représente 5,74% de la longueur totale des cours d'eau d'ordre 1 et 2 – 53,4 km – s'écoulant dans les Monts du Lyonnais)

Tableau 14 : distribution des incisions entre les trois unités naturelles du bassin versant

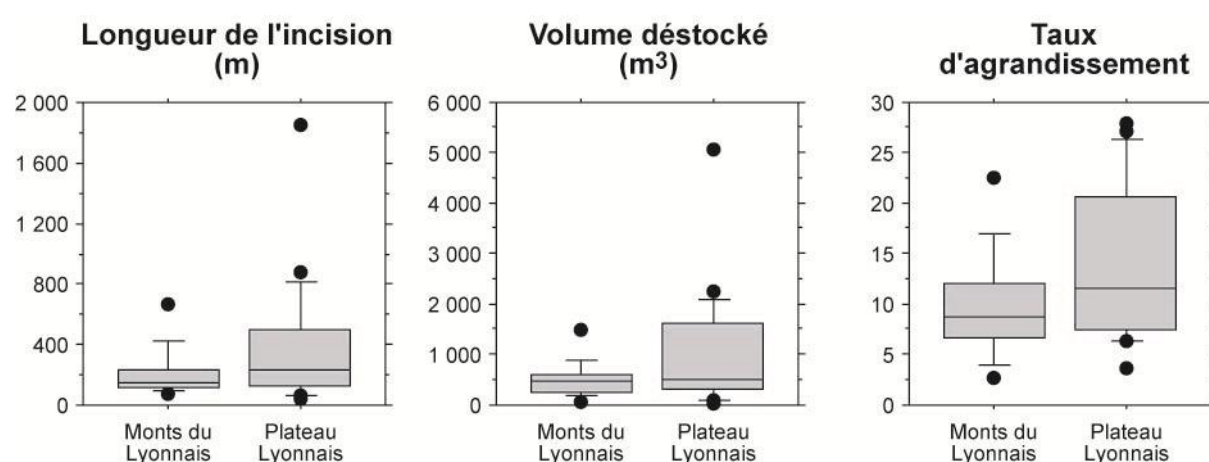


Figure 19 : caractéristiques moyennes des incisions en fonction de leur localisation

3.2- Datation des incisions

3.2.1- Exemple de résultat sur le ruisseau de la Chaudanne

Comme le montre la **figure 20**, réalisée à partir des analyses des arbres en berges du tronçon incisé de la Chaudanne, la plupart des individus ne montrent pas de rupture significative dans leur croissance. Quatre individus (3 aulnes, 1 frêne) présentent une inflexion nette, qui pourrait témoigner d'un changement brutal de leurs conditions d'alimentation en eau.

L'interprétation de ces inflexions est néanmoins délicate. D'une part, les écarts observés dans les premières années de croissance sont moins fiables car les individus jeunes sont susceptibles de souffrir davantage des années sèches et de la concurrence des individus voisins. C'est notamment le cas de l'individu qui présente une inflexion en 1982 au niveau du 5^{ème} cerne annuel (le 6^{ème} cerne marque le début de la phase descendante de la courbe). D'autre part, les autres individus montrent quelques années après l'inflexion une stagnation des écarts au modèle voire une croissance rapide. Cela pourrait provenir de l'effet d'autres facteurs abiotiques (précipitations, ensoleillement, température...) sur la largeur des cernes annuels. Néanmoins, ce type de perturbation devrait affecter l'ensemble des individus du tronçon à la même période or aucune tendance généralisée n'apparaît. Cette reprise de la croissance pourrait également témoigner d'une adaptation des individus aux nouvelles

conditions, occasionnée par exemple par un développement racinaire plus profond. La croissance des arbres les plus âgés semble d'ailleurs se rétablir plus vite.

En revanche, deux éléments accréditent l'hypothèse d'un impact de l'incision sur la croissance de ces arbres. Premièrement, la première réaction observée en 1974 coïncide avec la date d'implantation du déversoir d'orage situé juste en amont du tronçon incisé (la rupture de la croissance intervient en fait entre le cerne produit en 1974 et celui produit en 1975). Deuxièmement, l'ordre chronologique des réactions correspond à la distribution spatiale des arbres étudiés : plus l'individu est éloigné du déversoir d'orage, plus il réagit tardivement. Cette chronologie est cohérente avec l'évolution théorique des incisions engendrées par un déficit sédimentaire (érosion progressive), les rejets fournissant des eaux très peu chargées en sédiments (*hungry water* ; Kondolf 1997). L'individu réagissant en 1974 se situe à une vingtaine de mètres de l'extrémité amont de l'incision alors que le dernier individu qui réagit en 1989 se situe à environ 130 m. Les réactions successives des arbres suggèrent donc une progression vers l'aval d'environ 7 m.an⁻¹.

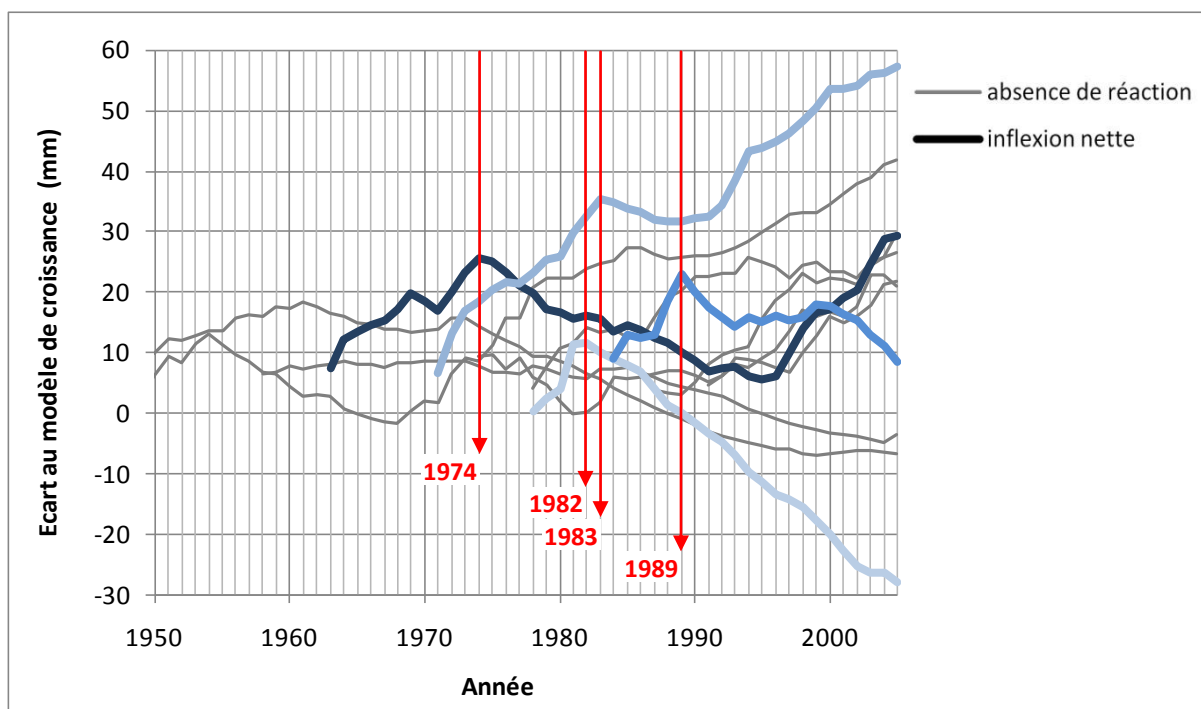


Figure 20 : écarts au modèle de croissance des arbres carottés sur le ruisseau de la Chaudanne. Les courbes fines et grises représentent les individus qui ne montrent pas de réaction significative à l'incision. Les courbes épaisses et bleues présentent une inflexion (repérée par une flèche rouge) qui suggère un changement brutal des conditions de croissance de l'individu

3.2.2- Résultats pour l'ensemble des tronçons étudiés

La **figure 21** présente les résultats des analyses dendrochronologiques obtenus sur les douze tronçons de cours d'eau incisés. Elle récapitule les inflexions détectées sur les courbes des écarts aux modèles (◆ pour les inflexions nettes ; ◇ pour les inflexions moins nettes ; les individus de moins de cinq ans ne sont cependant pas pris en compte), la fourchette d'âge des individus carottés et les quelques dates d'implantation des rejets et déversoirs qui ont pu être déterminées à partir des archives (×).

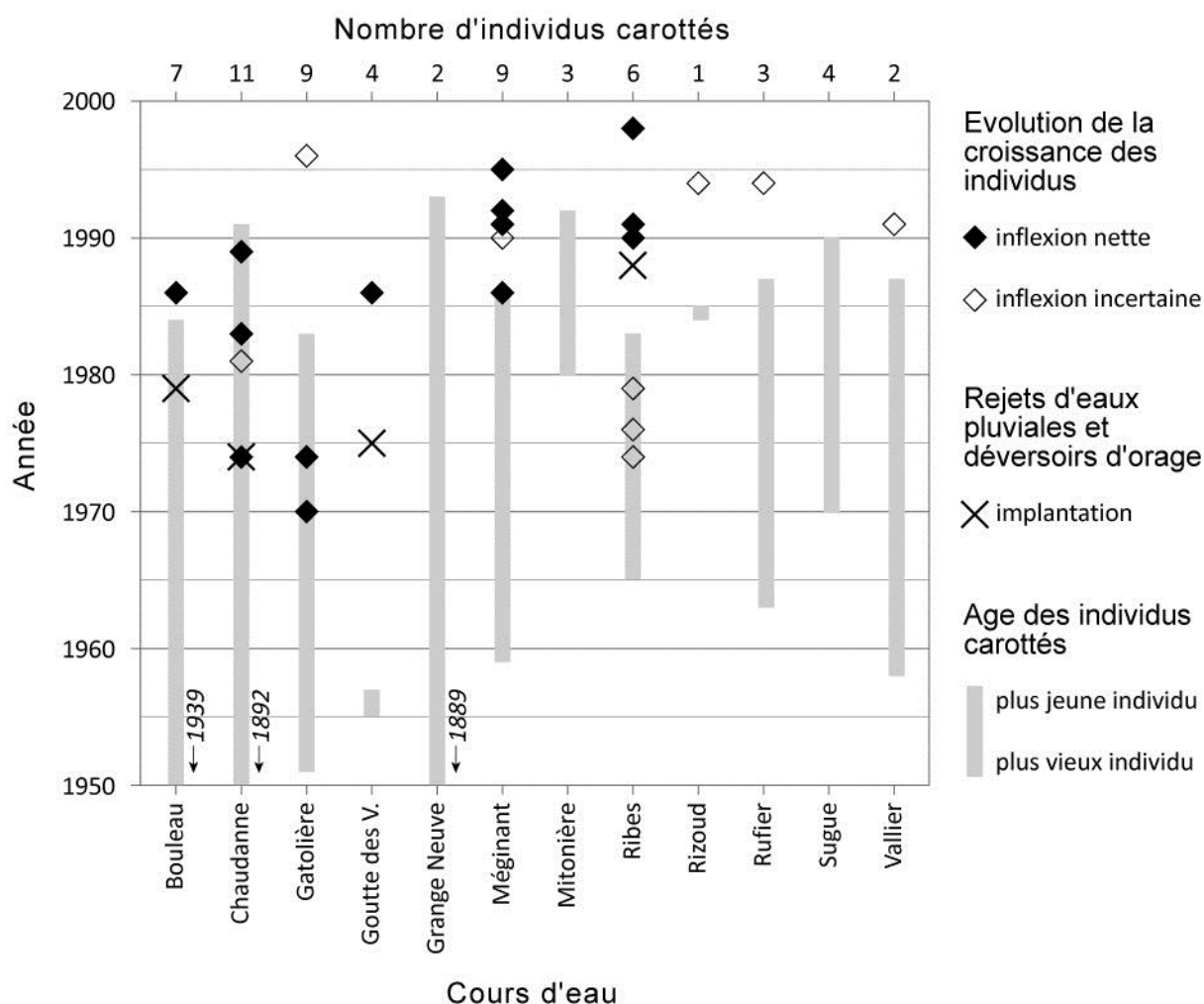


Figure 21 : réactions dendrochronologiques des arbres riverains des tronçons incisés.
Les symboles ◆ et ◇ représentent les inflexions détectées dans les courbes de croissance des arbres riverains ou des écarts de croissance avec les échantillons témoins (ex. : figure 20). Ils correspondent au dernier cerne annuel produit avant le ralentissement de la croissance des individus (il faut ajouter 1 an pour constater une diminution significative de l'épaisseur des cernes)

Une faible proportion des arbres riverains a réagi à l'incision du chenal. En moyenne, seul un quart des individus carottés présente une inflexion nette de leur croissance. L'interprétation des réponses enregistrées est également incertaine car celles-ci pourraient ne pas avoir été provoquées par les incisions dans certains cas. La méthode dendrochronologique semble donc être peu adaptée aux affluents de l'Yzeron. Trois paramètres contribuent à ces mauvais résultats.

Le premier est la faible largeur des fonds de vallée qui limite fortement le nombre d'individus susceptibles d'avoir subi les conséquences d'un abaissement du niveau piézométrique suite aux incisions. Il est donc impossible de fonder l'interprétation sur un échantillon de taille suffisante pour s'affranchir de la variabilité naturelle de la croissance des individus et des éventuels biais spécifiques à un individu (ex. : compétition). Cela limite encore davantage le nombre d'individus présents en un même point du réseau hydrographique. Or, contrairement aux cours d'eau de plus grande taille sur lesquels les études dendrochronologiques ont généralement été réalisées, les conditions locales (pente, substrat et dimensions du lit qui influencent notamment le niveau d'eau moyen de la nappe d'accompagnement et la fréquence

des inondations) peuvent varier sensiblement sur une faible distance, et donc au sein d'un même tronçon incisé. De plus, les incisions n'ont vraisemblablement pas affecté simultanément la totalité du linéaire actuellement incisé. Les conditions d'alimentation en eau des individus ont donc évolué de manière différente à la fois dans l'espace et dans le temps, ce qui entraîne une réponse différenciée de chaque individu selon sa position le long du cours d'eau.

Le deuxième paramètre, qui découle en fait du premier, est l'importance probable des apports en eau depuis les versants. La proximité des versants limite effectivement le poids des écoulements dans le cours d'eau sur le niveau de la nappe. L'abaissement du lit consécutif à l'incision pourrait ainsi ne pas engendrer un abaissement semblable du niveau piézométrique dans le fond de vallée.

Enfin, si les taux d'agrandissement des chenaux incisés sont généralement importants par rapport à leurs dimensions initiales (**figure 19**), l'abaissement du niveau du lit reste parfois modéré en valeur absolue, ce qui limite l'impact sur les peuplements riverains. Dufour (2005) a notamment montré qu'il fallait que l'incision dépasse un seuil d'environ 1,7 m (dénivelé entre la base de l'arbre et le niveau d'eau au module) pour que la croissance des frênes soit sensiblement ralentie. Scott et al. (2000 d'après Dufour 2005) ont également observé que le taux de mortalité d'une espèce nord-américaine de peuplier (*Populus fremontii*) ne devenait significativement plus élevé que lorsque l'incision dépassait 1,5 m (58 à 93%, contre 7 à 13% lorsque l'incision est inférieure à 1 m). Ce dernier seuil n'est pas atteint sur 5 des 12 tronçons étudiés.

En considérant que les inflexions détectées ont bien été induites par les incisions, celles-ci auraient essentiellement débutées entre 1970 et 1990 (**figure 21**). Les incisions seraient donc récentes. Ce résultat est à considérer avec prudence étant donné le faible nombre d'individus et les incertitudes sur l'origine des variations de la vitesse de croissance des arbres. Néanmoins, il est cohérent avec les témoignages des riverains et des gestionnaires locaux. Cet intervalle coïncide également avec une période d'intense urbanisation du bassin versant : les surfaces urbaines ont doublé entre 1970 et 1990, passant de 15 à 30% (Radojevic et al. 2002). La plupart des incisions étudiées (7 sur 12) ont été provoquées par des rejets d'eaux pluviales ou des déversoirs d'orage. Ces incisions sont plus importantes et correspondent logiquement aux réactions les plus nettes des arbres riverains (Bouleau, Chaudanne, Gatolière, Goutte des Verrières, Méginant, Ribes, Ruffier). Par ailleurs, leur réaction a été rapide après l'implantation des rejets sur les ruisseaux du Ribes et de la Chaudanne qui présentent les volumes érodés les plus élevés du bassin versant. La réaction tardive sur les ruisseaux du Bouleau et de la Goutte des Verrières peut s'expliquer dans le premier cas par la faible intensité de l'incision et dans le second par la distance importante entre les individus carottés et le rejet. L'incision du Bouleau est effectivement modérée (1,4 m). L'incision de la Goutte des Verrières est nettement plus importante et s'étend sur la quasi-totalité du cours d'eau, mais les individus étudiés se situent dans sa partie aval, à environ 500 m du rejet.

Finalement, on peut supposer que les résultats des datations dendrochronologiques reflètent relativement bien l'impact des incisions des cours d'eau urbains ou périurbains du Plateau Lyonnais. En revanche, les incisions observées dans les bassins versants ruraux des Monts du Lyonnais n'ont pas entraîné de perturbations significatives de la croissance des arbres riverains. L'intervalle 1970-1990 correspondrait donc bien à la période d'initiation des incisions les plus importantes en termes de volumes déstockés. Cet intervalle sera utilisé pour évaluer la vitesse des apports sédimentaires des tronçons incisés vers les branches principales du réseau hydrographique (cf. chap. 2-B).

3.3- Identification des paramètres de contrôle des incisions

3.3.1- Description du jeu de données

La **figure 22** illustre les résultats de l'ACP normée réalisée sur le jeu de données (1063 individus et 16 variables explicatives). Les deux premiers axes factoriels expliquent la majeure partie de l'information du nuage de points (respectivement 39 et 14% de la variance). Chacun des axes suivants ne représentent qu'une part secondaire d'information, que l'on peut considérer comme du « bruit » statistique d'après la plupart des critères de validation classiques des analyses factorielles :

- on observe un palier net sur l'histogramme des valeurs propres entre les axes 1 et 2, ainsi qu'entre les axes 2 et 3, puis une décroissance régulière des valeurs propres caractéristique d'une répartition quasi-uniforme des points sur les axes de dimension inférieure (critère de Cattell 1966 ; **figure 22a**) ;
- les intervalles de confiance des valeurs propres des axes 3 à 16 se chevauchent (intervalles de confiance d'Anderson 1963, calculés au seuil 95%), ce qui signifie qu'ils sont instables (un tirage aléatoire de différents échantillons de la population produirait d'autres classements de ces axes) et qu'il est préférable de ne pas en tenir compte (Lebart et al. 2006) ;
- ces derniers axes ne sont pas ou peu corrélés avec les variables initiales actives (absence de validation interne) ou illustratives (absence de validation externe).

Nous n'interpréterons donc que les deux premiers axes factoriels. Bien que le premier plan factoriel ne représente que 52,6% de l'information initiale, on peut considérer que la qualité de l'ACP est globalement satisfaisante étant donné le grand nombre de variables et les incertitudes relatives à la détermination de plusieurs d'entre elles (calcul des pentes, délimitation automatique des sous-bassins versants et détermination des occupations du sol qui leur sont associées).

D'après le plan factoriel des variables (**figure 22b**), le premier axe oppose les variables spécifiques aux milieux urbains (part des surfaces imperméables et des surfaces récemment urbanisées, densité des routes et des rejets, part des sols constamment à nu) aux variables caractéristiques des espaces ruraux des Monts du Lyonnais (pentes, part des surfaces boisées, densité des pistes). Le deuxième axe traduit principalement l'effet de la taille des cours d'eau (superficie de bassin versant, ordre de Strahler), qui est également corrélée à l'importance relative de la végétation herbacée et/ou arbustive (surfaces à végétation basse et cultures en rang). Le plan factoriel des individus (**figure 22c**) permet ainsi de distinguer trois groupes de cours d'eau :

- les cours d'eau dont les superficies de bassin sont importantes, dont l'occupation du sol est dominée par une végétation basse (prairies, friches, labours et cultures en rang), et qui représentent essentiellement les types A2, B1 et B3 ;
- les petits cours d'eau à forte énergie des Monts du Lyonnais (type A1), dont le bassin est à dominante boisée et dont l'occupation du sol a peu évolué depuis 1970 (faible recul des prairies et labours, faible développement des boisements) ;
- les petits cours d'eau à dominance urbaine ou périurbaine, caractérisés par une forte évolution des surfaces à vocation urbaine et une emprise importante des surfaces imperméables et des rejets, qui constituent les types B2, B4, B5 et les petits affluents de type indéterminé (NR).

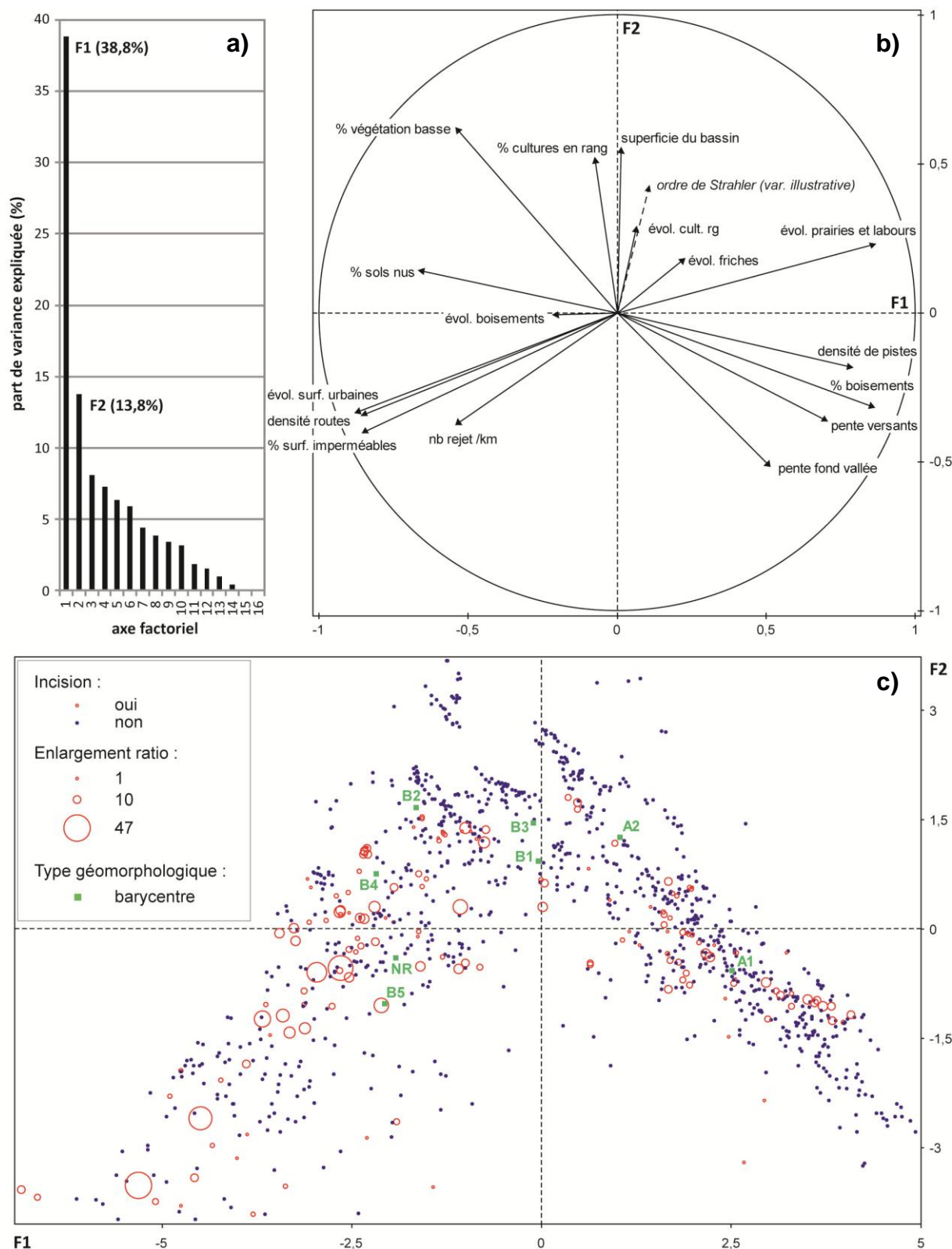


Figure 22 : résultats de l'ACP normée sur les variables indépendantes : histogramme des valeurs propres exprimées en part de variance expliquée (a), premier plan factoriel des variables (b) et premier plan factoriel des individus (c).

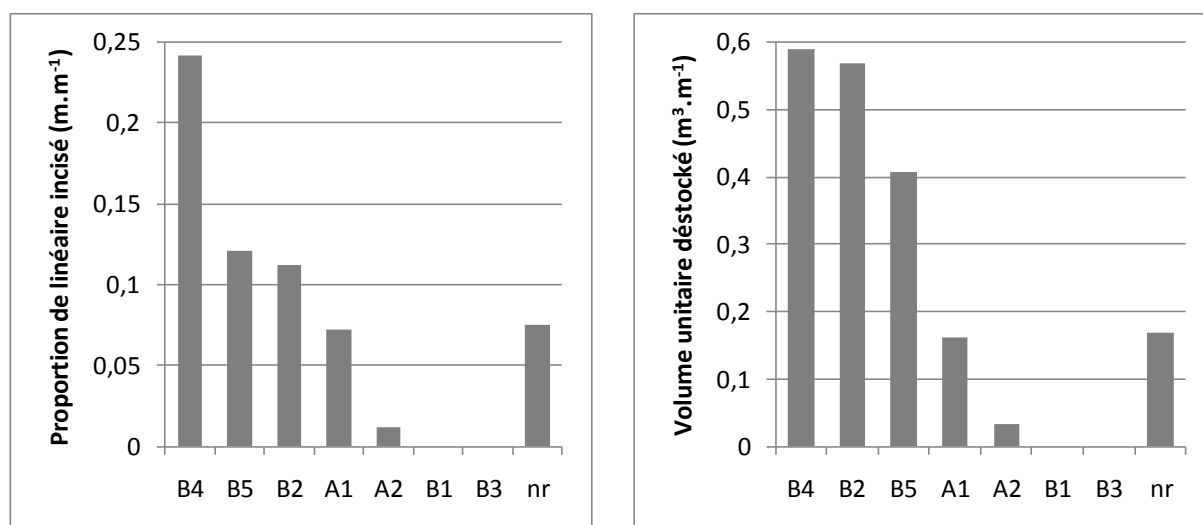
N.B. : l'évolution de l'occupation des sols entre 1970 et 2008 doit être interprétée de manière relative. Par exemple, les prairies et labours (« évol. prairies et labours » sur la figure 22b) ont diminué pour les individus situés à gauche de l'axe F1 mais elles n'ont ni diminué, ni augmenté pour les individus situés à droite de cet axe.

La structure du jeu de données révèle donc une forte relation entre les caractéristiques naturelles (pentes, taille de bassin versant et typologie notamment basée sur la largeur et l'encaissement des fonds de vallée) et le degré d'anthropisation des bassins versants (occupation du sol et aménagements). On constate également que le premier groupe présente pas ou très peu de tronçons incisés. Les deux groupes suivants présentent en revanche un grand nombre de tronçons partiellement ou entièrement affectés par des incisions. Les chenaux incisés de la couronne périurbaine présentent des taux d'agrandissement (*enlargement ratio*) nettement plus élevés.

3.3.2- Identification des principales variables explicatives et interprétations

a) Influence de la morphologie des fonds de vallée

La **figure 23** représente la proportion du linéaire de cours d'eau incisé et le volume unitaire de matériaux déstockés par les incisions pour chaque type hydrogéomorphologique de cours d'eau. Pour rappel, cette classification découle de la typologie élaborée par L. Schmitt sur les cours d'eau d'Alsace (Schmitt 2001, Schmitt et al. 2007b) qui repose sur une distinction entre les principales unités naturelles du bassin versant (en fonction du relief, de la lithologie et des formations superficielles), sur la morphologie des fonds de vallée (pente, encaissement, héritages géomorphologiques...) et sur la morphodynamique des cours d'eau (*cf.* chap. 1-B ; **tableau 11**).



A1 : torrents des Monts du Lyonnais

A2 : cours d'eau à énergie modérée des replats des Monts du lyonnais

B1 : cours d'eau à haute énergie de l'extrémité amont des secteurs à fond de vallée encaissé

B2 : cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée peu encaissé du Plateau Lyonnais

B3 : cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et étroit du Plateau Lyonnais

B4 : cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et large du Plateau Lyonnais

B5 : cours d'eau sur arène granitique de la région de Charbonnières (sous-unité du Plateau Lyonnais)

nr : type non renseigné

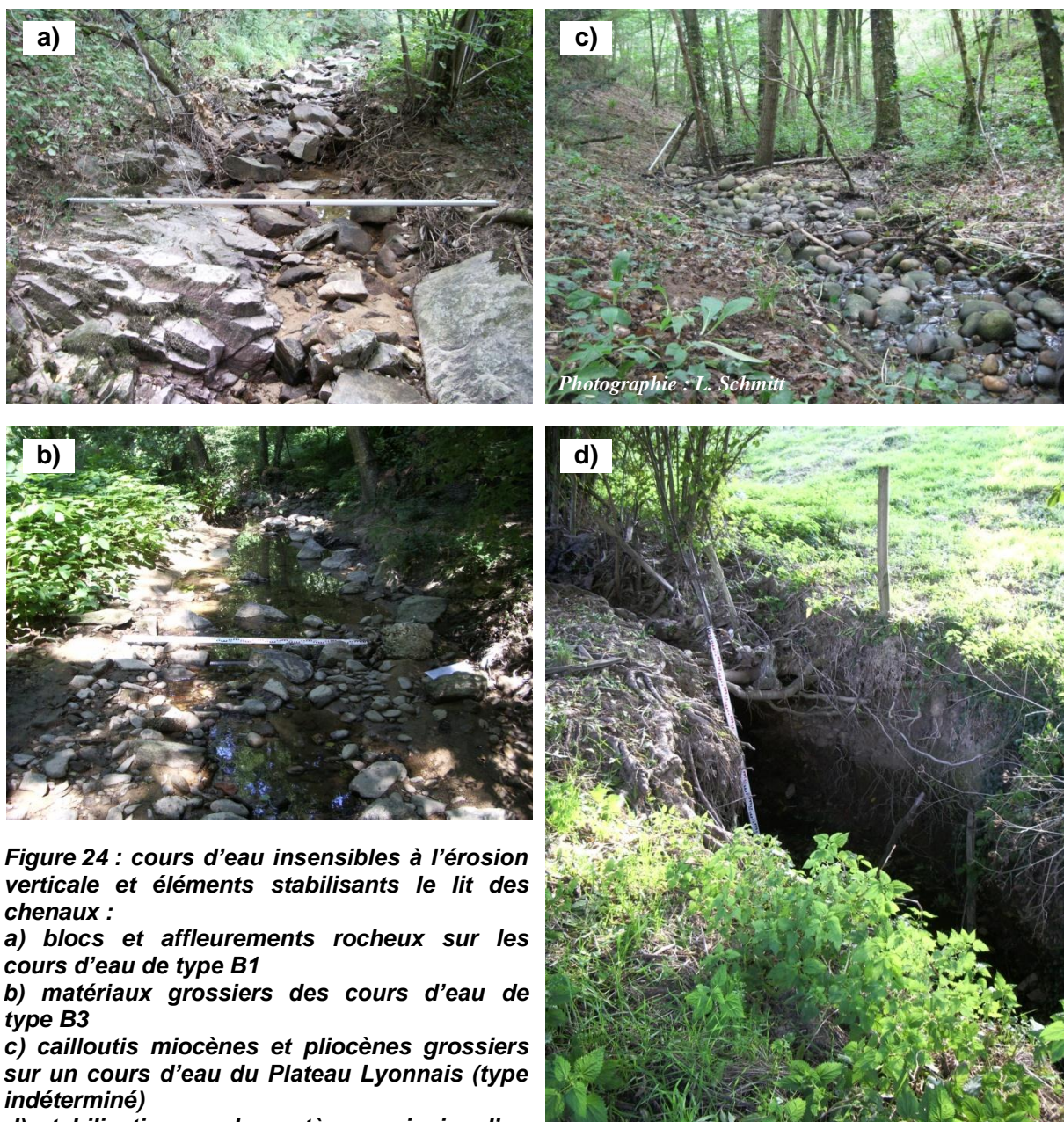
Figure 23 : proportion du linéaire de cours d'eau incisé et volumes unitaires déstockés par type de cours d'eau

Que l'on considère la proportion de linéaire de cours d'eau incisé ou les volumes érodés, les incisions affectent principalement les cours d'eau de types B2, B4 et B5 situés sur le Plateau Lyonnais (types B). Les types B1 et B3 ne présentent en revanche aucune incision. Les types spécifiques aux Monts du Lyonnais (types A) se situent globalement à un niveau intermédiaire, avec le type A1 présentant une proportion de cours d'eau incisé relativement élevée bien que les volumes déstockés restent modérés, alors que le type A2 ne présente qu'un seul tronçon incisé.

La typologie exprime une certaine sensibilité à l'incision des cours d'eau d'ordre 1 et 2 sous l'effet des perturbations hydrologiques qui augmentent l'énergie des écoulements, mais il faut préciser que l'occupation des sols diffère largement entre les principales unités hydrogéomorphologiques du bassin. Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent (§ 3.3.1), les zones urbaines et les rejets sont notamment plus nombreux dans le Plateau Lyonnais (types B) que dans les Monts du Lyonnais (types A). Néanmoins, comme nous le développons plus bas, le fait que certains types du Plateau Lyonnais ne soient pas incisés traduit le poids du contrôle qu'exercent les fonds de vallée sur l'évolution des chenaux (Schmitt 2010).

Au sein du Plateau Lyonnais, où l'occupation des sols est à peu près identique entre les différents types de cours d'eau, la typologie témoigne bien de la contrainte exercée par les fonds de vallée sur la dynamique des chenaux, et donc de leur sensibilité à l'érosion verticale. Les types B1 et B3 se caractérisent par des pentes fortes à moyennes, et des fonds de vallée étroits et encaissés (**tableau 11**). Les cours d'eau de type B1 correspondent aux tronçons de raccordement entre les affluents peu encaissés du plateau et les branches principales du réseau hydrographique encaissées dans le plateau, dont les chenaux rectilignes incisent en général directement la roche mère (**figure 24a**). Les affleurements rocheux sont moins fréquents sur le type B3 mais la proximité des versants favorise une fourniture sédimentaire hétérométrique, dont de nombreux blocs et galets grossiers dépassant généralement la compétence du cours d'eau (**figure 24b**). Ces types ne sont donc pas (ou très peu) prédisposés à l'érosion verticale. Les types B2 et B4 présentent des caractéristiques nettement plus alluviales, avec des pentes plus faibles et des fonds de vallée plus larges (**tableau 11**). Le fond des lits est constitué de matériaux moins grossiers (galets, graviers et sables), avec parfois quelques blocs pour le type B2. Ils sont par conséquent plus susceptibles de s'inciser sous l'effet d'une augmentation de l'énergie des écoulements. Le type B5 correspond à la sous-unité de la région de Charbonnières recouverte d'une épaisse arène granitique. Le fond de vallée peut être alluvial ou colluvial, plus ou moins étroit, avec une pente moyenne (**tableau 11**). Sa sensibilité à l'incision est liée à la granulométrie essentiellement sableuse du lit des cours d'eau.

Le cas du ruisseau de la Chaudanne permet d'illustrer l'influence de la typologie sur la sensibilité à l'incision des cours d'eau urbains ou périurbains du Plateau Lyonnais (**figure 25**). Cet affluent de l'Yzeron présente la principale incision du bassin versant (environ 6 000 m³ de matériaux déstockés ; *enlargement ratio* $E_r = 33$). Celle-ci débute en aval du bourg de Grézieu-la-Varenne, au point de déversement d'un déversoir d'orage alimenté par le collecteur du réseau unitaire qui draine la majeure partie de la zone urbaine du bassin, ainsi qu'une partie des zones extérieures au bassin (au nord et au sud). L'extrémité aval du second tronçon incisé marque la transition entre la portion de cours d'eau qui s'écoule dans le fond de vallée relativement large et non encaissé du plateau (type B2) et le tronçon de transition avec la vallée de l'Yzeron, caractérisé par un fond de vallée étroit et encaissé où affleure la roche mère (type B1).



Etant donné le caractère rural de leurs bassins versants et l'importance des perturbations engendrées par l'urbanisation (*cf.* § 3.3.2.b), il est difficile de comparer la sensibilité des cours d'eau des Monts du Lyonnais avec celle des cours d'eau du plateau à niveau égal de perturbation. Les cours d'eau de type A1 présentent généralement un fond de vallée étroit, en V, et une pente élevée. Les faciès d'écoulements s'organisent ici en séquences marches-cuvettes associées à des rapides, constitués par des affleurements rocheux ou par des blocs grossiers provenant des versants. De façon générale, leur morphologie limite donc les possibilités d'érosion verticale. Les contrôles verticaux sont néanmoins moins fréquents que sur les cours d'eau de type B1 et B3. De plus, certains fonds de vallée présentent d'importantes épaisseurs de formations superficielles meubles et facilement érodibles (colluvions et alluvions ; *cf.* chap. 3-B ; Delile 2009). Les fonds de vallée du type A2 sont plus larges et présentent une pente plus faible (la largeur moyenne des fonds de vallée

présentées dans le **tableau 11** reflète en grande partie la haute vallée de l'Yzeron, elle est plus faible sur les cours d'eau d'ordre 1 et 2). Comme sur le type A1, les matériaux du lit sont hétérométriques et comportent de nombreux blocs ou galets grossiers mais les affleurements rocheux sont plus rares. Les faciès d'écoulement s'organisent préférentiellement en séquences seuils-mouilles associées à de nombreux rapides. Leur propension à l'érosion verticale devrait donc être supérieure à celle des cours d'eau de type A1. Pourtant, les cours d'eau de type A2 sont rarement incisés (**figure 23**). Cela pourrait provenir, d'une part, d'une moindre perturbation de l'occupation des sols et, d'autre part, de l'influence de la taille du bassin versant qui est généralement supérieure à celle des cours d'eau de type A1, ces deux derniers paramètres étant par ailleurs étroitement liés (cf. § 3.3.2.c).

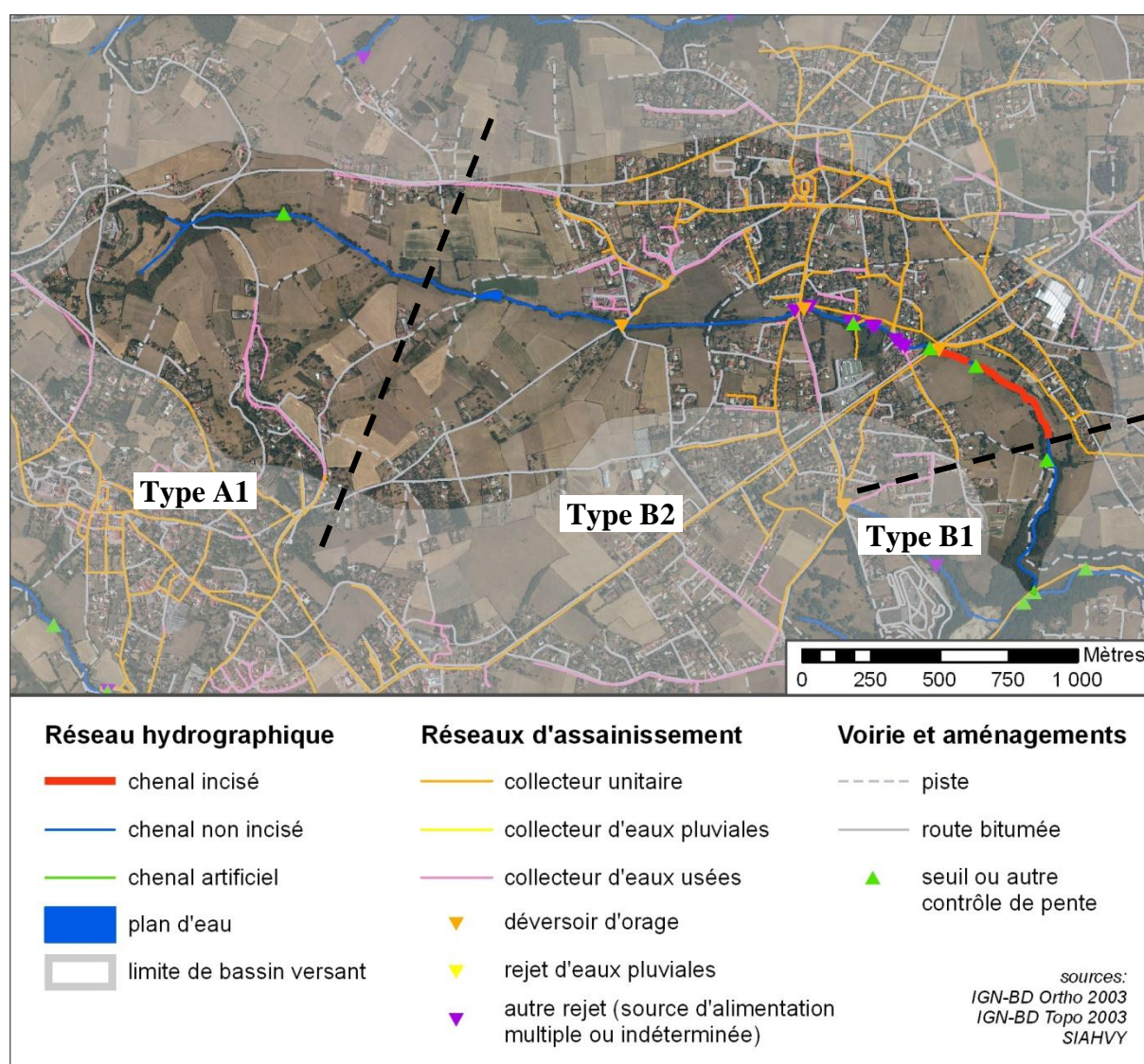


Figure 25 : le ruisseau de la Chaudanne (Plateau Lyonnais) – impacts d'un déversoir d'orage sur les chenaux de type B2

D'autres éléments qui ne sont pas pris en compte par la typologie tendent à favoriser la résistance à l'érosion du lit sur certains cours d'eau. Les petits affluents de type indéterminé sur le Plateau Lyonnais recouvert de cailloutis miocènes et pliocènes sont globalement peu affectés par les incisions alors que leurs bassins versants sont fortement imperméabilisés et

qu'ils servent d'exutoires aux réseaux d'assainissement du plateau. La taille de ces cailloutis est variable mais elle dépasse probablement la compétence des écoulements dans certains fonds de vallée (**figure 24c**). Cela souligne encore davantage le poids des héritages géomorphologiques sur la sensibilité des cours d'eau à l'incision. Le système racinaire des arbres riverains peut également favoriser la stabilité du fond du lit. C'est plus particulièrement le cas dans les fonds de vallée peuplés d'aulnes glutineux, dont les racines particulièrement denses forment fréquemment une succession de seuils naturels qui ralentissent la progression des érosions vers l'amont (**figure 24d**).

b) Influence de l'occupation du sol

Les distributions des variables relatives à l'occupation du sol, à son évolution et aux infrastructures (routes, pistes, rejets) des tronçons incisés et non incisés ont été comparées. Seuls les types de cours d'eau potentiellement sensibles à l'incision ont été pris en compte pour détecter l'influence de ces variables sur la stabilité des chenaux alluviaux ou semi-alluviaux (exclusion des types B1 et B3 et des tronçons de type indéterminé, ces derniers ne constituant pas une catégorie homogène de cours d'eau). Les types spécifiques aux Monts du Lyonnais (types A) et au Plateau Lyonnais (types B) ont également été dissociés.

La **figure 26** présente la distribution de trois variables représentatives de l'urbanisation des bassins versants :

- le taux d'imperméabilisation des bassins versants (pourcentage de surfaces imperméables en 2008) ;
- le nombre de rejets cumulés par kilomètre de cours d'eau ;
- le taux d'évolution des surfaces à vocation urbaine entre 1970 et 2008.

Sur les cours d'eau du Plateau Lyonnais, la distribution de ces variables montre un net gradient entre les tronçons non incisés, les tronçons peu incisés (volumes unitaires inférieurs à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) et les incisions de plus grande ampleur (volumes unitaires compris entre 1 et $14 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$) : les cours d'eau les plus incisés correspondent aux bassins les plus urbanisés (**figure 26** – types B2, B4 et B5). Les différences de moyennes entre les groupes sont significatives avec un risque d'erreur inférieur à 0,0001, 0,0001 et 0,030 dans l'ordre respectif des variables sur la **figure 26** (résultats des tests de Kruskal-Wallis). La moindre significativité du taux d'évolution des surfaces à vocation urbaine s'explique par la nature même de cette variable qui ne repose pas sur les propriétés physiques des sols (importance du couvert végétal, perméabilité) mais sur leur utilisation. Comme nous l'avons évoqué en présentant les résultats de l'inventaire (*cf.* § 3.1), les plus importantes incisions se situent effectivement dans la couronne périurbaine du bassin versant. Et un bon nombre d'entre elles ont pu être clairement attribuées sur le terrain à l'impact des rejets d'eaux pluviales (réseaux séparatifs) ou des déversoirs d'orage (réseaux unitaires). La **figure 26** confirme donc l'influence des surfaces imperméables et des rejets urbains sur les incisions des cours d'eau du plateau. Elle suggère également un **seuil minimum de 10% d'imperméabilisation** pour déstabiliser les chenaux. Cette valeur correspond aux seuils de sensibilité observés par plusieurs auteurs (Schueler 1995 d'après Doll et al. 2002, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a, Coleman et al. 2005 ; **tableau 9**). Néanmoins, aucune de ces variables ne permet à elle seule de discriminer les tronçons incisés et non incisés.

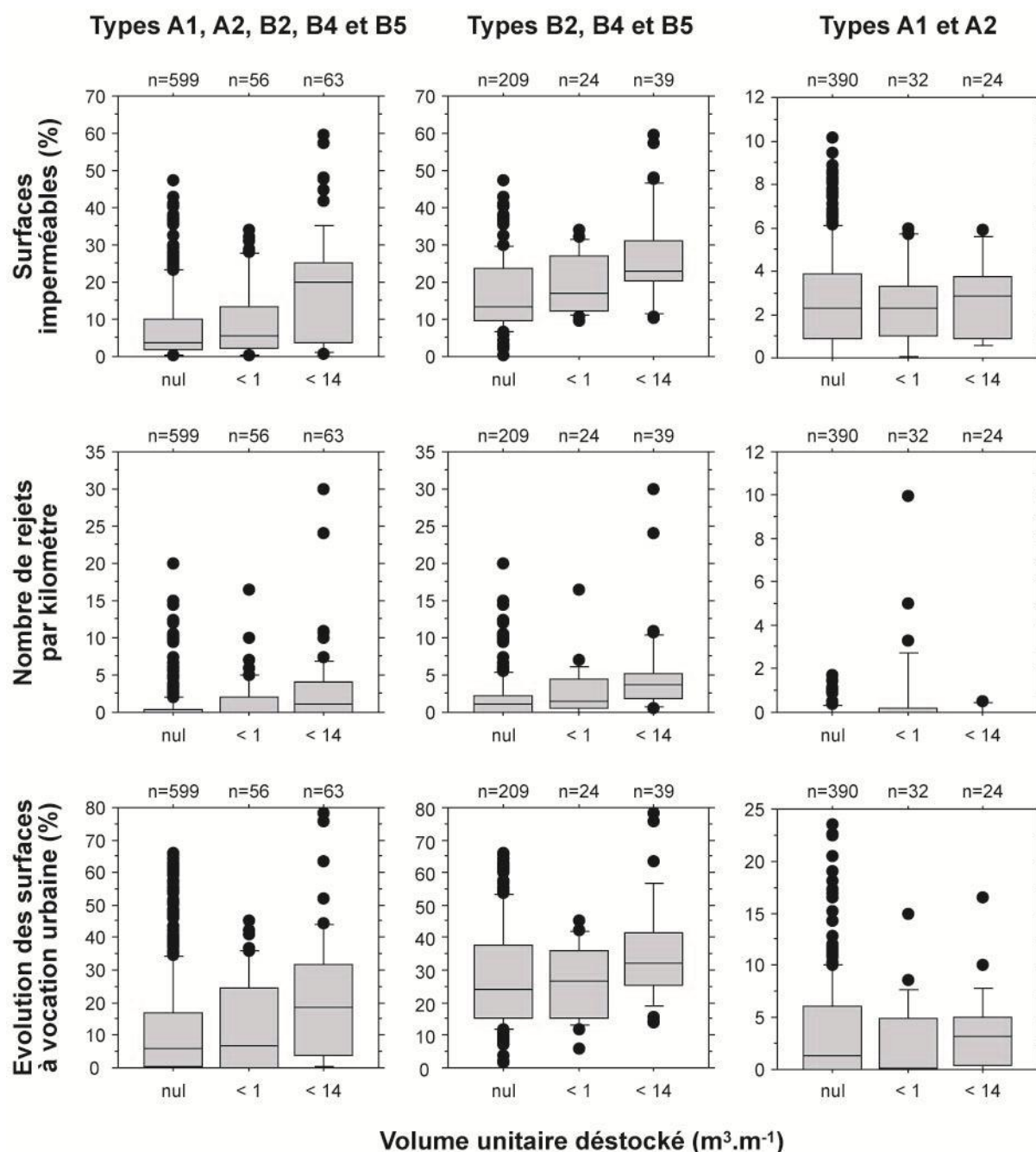


Figure 26 : distribution des variables relatives à l'urbanisation en fonction du volume unitaire déstocké.

Seuls les tronçons potentiellement sensibles à l'incision et dont le type est déterminé sont pris en compte (types A1, A2, B2, B4 et B5). Le taux d'évolution des surfaces à vocation urbaine (3^{ème} ligne) correspond à la période 1970-2008.

Sur les cours d'eau des Monts du Lyonnais, ces variables montrent au contraire une distribution relativement homogène sinon aléatoire entre les classes d'individus. Les différences de moyennes entre les groupes ne sont pas significatives (risque d'erreur égal à 0,938, 0,079 et 0,407 dans l'ordre respectif des variables sur la **figure 26**). Certains rejets d'eaux pluviales sont pourtant responsables de quelques incisions mais ils ne constituent pas une source majeure de perturbation de la stabilité des chenaux. De plus, le cas échéant ils n'engendrent généralement qu'une faible incision (**figure 26**, 2^{ème} graphique de la 3^{ème} colonne). La plupart des incisions observées dans les Monts du Lyonnais, dont les plus

importantes, ont donc pour origine des causes différentes de celles du plateau. L'occupation du sol actuelle et son évolution depuis 1970 n'ayant aucune influence, nous pouvons notamment supposer que les incisions sont liées à des changements d'occupation du sol plus anciens.

Parmi les autres variables relatives à l'occupation du sol ou à son évolution récente, seul le pourcentage de surfaces boisées présente une distribution différente entre les tronçons incisés et non incisés (**figure 27**). Les différences de moyennes entre les groupes sont significatives avec un risque d'erreur inférieur à 0,0001 et 0,004 pour les deux premières populations sur la **figure 27**. Les distributions sont en revanche semblables si on ne considère que les cours d'eau des Monts du Lyonnais (types A). Ce résultat provient en grande partie de la corrélation négative entre le taux de boisement et le taux d'imperméabilisation des bassins versants ($r^2 = 0,35$; $p < 0,00001$) mais il pourrait également refléter l'effet régulateur des surfaces boisées sur les écoulements.

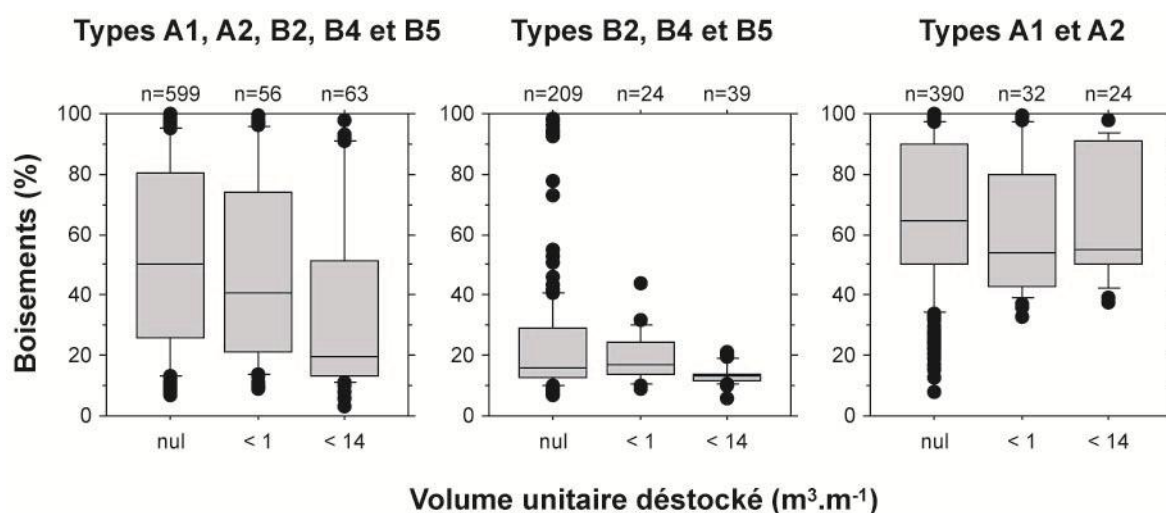


Figure 27 : distribution des taux de boisements des bassins versants en fonction du volume unitaire déstocké

c) Influence de la taille du bassin versant

Comme nous l'avons constaté précédemment, la totalité des tronçons incisés se situent sur les affluents d'ordre 1 à 2 (**figure 18**). Même parmi ces cours d'eau de faible rang, on distingue encore une différence notable entre les distributions des superficies de bassin versant des tronçons incisés et non incisés. La **figure 28** montre effectivement que l'on n'observe aucune incision au-delà de 4 km². Les différences de moyennes entre les groupes sont significatives avec un risque d'erreur égal à 0,012, 0,013 et 0,039 dans l'ordre respectif des sous-populations présentées sur la **figure 28** (résultats des tests de Mann-Whitney). Les distributions paraissent moins différentes si l'on ne considère que les cours d'eau du Plateau Lyonnais (types B) car leurs superficies de bassin versant sont systématiquement inférieures à 4 km². Les cours d'eau des Monts du Lyonnais (types A) montrent une différence nettement plus marquée entre les tronçons incisés et non incisés : une seule incision a été observée sur le type A2 (bassin versant d'environ 4 km²) ; tous les tronçons incisés du type A1 se situent sur des bassins de moins de 2 km².

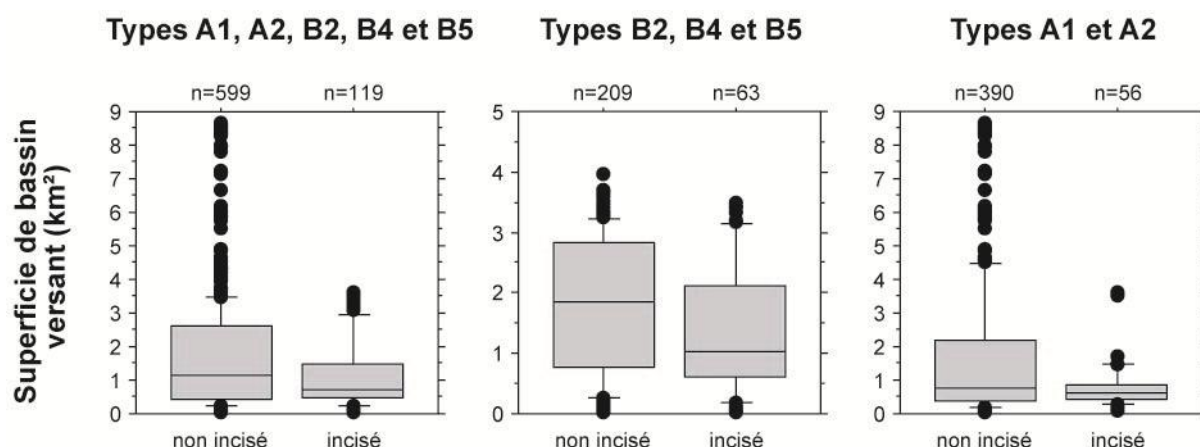


Figure 28 : distribution des superficies de bassin versant des tronçons incisés et non incisés

La taille des bassins versants est donc un des principaux facteurs déterminant la distribution spatiale des incisions. Ce résultat pourrait être en partie lié à un effet de « dilution » des perturbations anthropiques à mesure que la taille du bassin versant augmente. Les effets de l'urbanisation sur la morphologie des chenaux ne sont importants que si les modifications des flux hydriques et sédimentaires qu'elle entraîne sont significatives par rapport aux conditions initiales (Wolman et Schick 1967, Fox 1976, d'après Chin 2006). Or, si l'on ne considère que les cours d'eau pris en compte dans le jeu de données, c'est-à-dire les affluents d'ordre 1 et 2, la part des surfaces imperméabilisées diminue rapidement vers l'aval et le taux d'imperméabilisation est systématiquement inférieur ou égal à 10% au-delà de 4 km² (figure 29).

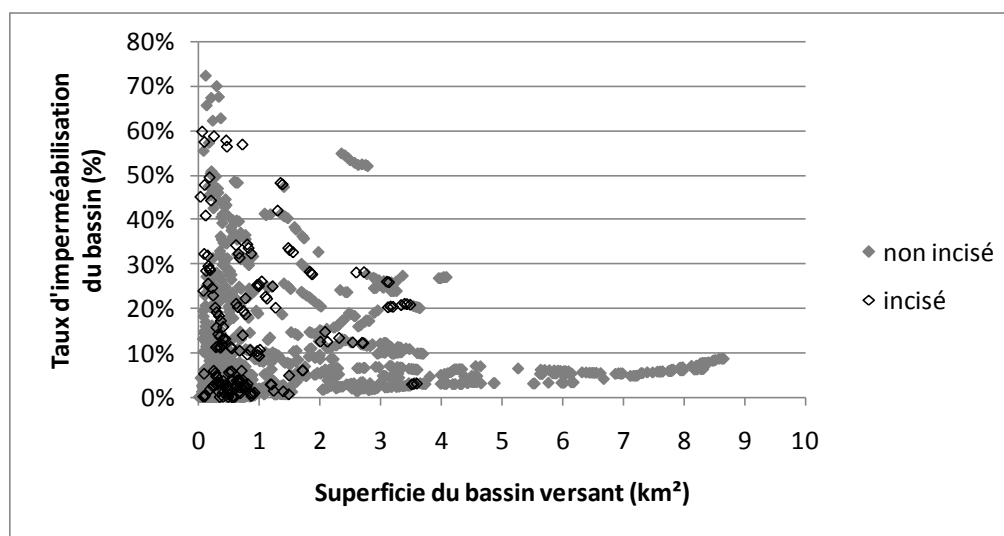


Figure 29 : évolution du taux d'imperméabilisation avec la superficie des bassins versant (tous types de cours d'eau confondus)

Rappel : seuls les tronçons de cours d'eau d'ordre 1 à 2 sont représentés

Cependant, le bassin versant de l'Yzeron est lui-même constitué de près de 20% de surfaces imperméables et la plupart des sous-bassins versants d'ordre 3 à 5 présentent des taux d'imperméabilisation supérieurs au seuil minimum de perturbation de 10% observé précédemment sur les affluents d'ordre 1 et 2 (cf. § 3.3.2.b) ainsi que sur d'autres cours d'eau (tableau 15). Les rejets d'eaux pluviales et déversoirs d'orage sont également très nombreux

dans les parties aval du réseau hydrographique (**annexe 1.3**). Par ailleurs, la majeure partie du linéaire des branches principales correspond aux types B4 et C (respectivement 45 et 22%). Le type B4 paraît particulièrement sensible aux incisions d'après les résultats précédents (cf. § 3.3.2.a). Le type C représente les cours d'eau de la paléovallée du Rhône et de la Saône, qui parcourent les moraines rissiennes et les terrasses alluviales à l'extrémité aval du bassin (**figure 8**). Ces derniers sont caractérisés par des pentes faibles, un lit constitué de matériaux alluviaux semblables au type B4 (galets, graviers et sables) et un fond de vallée large qui permet une dynamique latérale relativement active. Ni l'occupation des sols (rejets inclus), ni la typologie des cours d'eau (absence de contrôles naturels de la pente et de matériaux grossiers dépassant la compétence des écoulements) n'expliquent donc l'absence d'incision sur les branches principales. Un grand nombre de seuils artificiels ont été recensés sur ces cours d'eau mais cela ne saurait expliquer l'absence totale d'incision, d'autant plus qu'ils ont été généralement implantés sur les types B1 et B3, et non sur les types B4 et C (cf. chap. 2-B, § 2.3). En revanche, si le poids global des perturbations hydrologiques de l'urbanisation n'est pas plus faible sur ces grands bassins, on peut supposer que l'impact de chaque rejet sur la stabilité des chenaux est moindre car la part des débits qu'ils déversent doit être minime par rapport aux écoulements ruraux. De plus, l'absence d'incision sur les branches principales du réseau hydrographique ne signifie pas que leurs chenaux ne se sont pas ajustés. A superficie de bassin versant égale, les dimensions à pleins bords des chenaux sont effectivement d'autant plus importantes que le bassin est urbanisé (Navratil et al. 2005, Navratil et al. soumis). Ces ajustements sont néanmoins modérés et progressifs et se sont davantage manifestés par un élargissement (+42% en moyenne lorsque le taux d'imperméabilisation du bassin versant dépasse 10%) que par un approfondissement du lit (+20% en moyenne) (Navratil et al. soumis). Les fonds de vallée dans les parties basses du réseau hydrographique étant généralement plus larges avec des pentes faibles, les possibilités d'ajustement par élargissement sont plus importantes sur ces cours d'eau, ce qui contribue probablement à limiter leur sensibilité à l'incision.

Bassin versant	Ordre de Strahler	Superficie (km ²)	Taux d'imperméabilisation (%)
Grande Rivière	3	8,4	9,8
Poirier	3	8,5	5,3
Ribes	3	9,0	23,8
Ratier en amont du Ribes	3	20,7	12,2
Yzeron en amont du Chêne	3	46,9	11,7
Charbonnières en amont du Ratier	4	28,7	14,5
Ratier aval	4	30,7	16,3
Yzeron en amont du Charbonnières	4	59,6	13,4
Charbonnières aval	5	65	18,5
Yzeron aval	5	147	19,8

Tableau 15 : taux d'imperméabilisation des principaux bassins versants

En règle générale, l'urbanisation n'influence pas les volumes annuels écoulés sauf si elle s'accompagne d'importantes modifications de la provenance ou de la destination des eaux

(ex. : transfert vers ou depuis un bassin voisin, pompage d'aquifères profonds, irrigation intensive) (Konrad et Booth 2002). Konrad et Booth (2002) n'ont par exemple constaté aucune différence significative en comparant les débits annuels moyens de quelques bassins versants ruraux (4), périurbains (3) et urbains (3) de l'Etat de Washington dont les superficies sont comprises entre 12 et 171 km². En revanche, une grande partie des écoulements sont souterrains sur les têtes de bassin versant peu perturbées, c'est-à-dire sans imperméabilisation ou implantation de drains artificiels (Konrad et al. 2005). Aussi les perturbations anthropiques qui contribuent à diminuer les infiltrations et à intercepter les écoulements souterrains pourraient davantage affecter les parties amont du réseau hydrographique. En comparant les débits de deux petits bassins d'ordre 0 (écoulements superficiels intermittents), Burges et al. (1998) ont notamment montré que les volumes annuels écoulés exprimés en pourcentage des précipitations annuelles étaient nettement plus élevés sur le bassin versant périurbain (44 à 48%) que sur le bassin versant boisé (12 à 30%). Les cours d'eau de faible rang sont donc intrinsèquement plus sensibles aux perturbations hydrologiques, et ce probablement de plus en plus à mesure que l'on se rapproche des têtes de bassin versant.

Enfin, les fonds de vallée de tête de bassin pourraient être devenus plus sensibles aux incisions sous l'effet de l'évolution pluriséculaire de l'occupation des sols. Cette évolution et ses conséquences sur les dépôts sédimentaires des fonds de vallée sont analysées dans le chapitre 3-B. Brièvement, on peut dire que les activités agricoles ont pu considérablement augmenter l'épaisseur des formations superficielles des fonds de vallée et l'érodibilité des matériaux constituant le lit des cours d'eau de tête de bassin. Les dépôts de sédiments fins issus des labours des derniers siècles ont dû être plus faibles sur les cours de taille supérieure du fait de l'énergie plus élevée des écoulements. Le reboisement amorcé à la fin du 20^{ème} siècle a ensuite favorisé une forte diminution de la fourniture sédimentaire et une tendance au déstockage sédimentaire. Celui-ci a principalement affecté les versants escarpés des Monts du Lyonnais, si bien que la proportion des surfaces modifiées doit être plus importante dans les têtes de bassin du type A1. Ces deux éléments pourraient expliquer pourquoi la limite supérieure des superficies de bassin versant des tronçons incisés est seulement de 2 km² sur les torrents des Monts du Lyonnais (type A1 ; **figure 28**), et pourquoi les cours d'eau de type A2 sont très peu incisés.

d) Influence des drains artificiels

Les résultats précédents ont montré que les incisions sont à la fois plus fréquentes et plus importantes lorsque les surfaces imperméables et le nombre de rejets (déversoirs d'orage et rejets d'eaux pluviales) augmentent. Nous avons également recensé plusieurs incisions à l'aval immédiat d'une route ou d'une piste sur des bassins versants qui présentent parfois un faible taux d'imperméabilisation. Quelle que soit leur nature, ces drains artificiels (réseaux d'assainissement, routes, pistes) modifient fortement la vitesse de propagation et la nature des écoulements (écoulements surfaciques ou souterrains). Ils sont vraisemblablement à l'origine de la plupart des incisions observées sur le bassin versant de l'Yzeron.

Le ruisseau de Ribes figure parmi les plus incisés du bassin versant de l'Yzeron. Il illustre la diversité des rejets et drains artificiels que l'on rencontre en milieu périurbain (**figure 30**) : 1) bien qu'il n'y ait pas d'aménagement visible du rejet (absence de buse), les eaux de ruissellement sur la route départementale 30 se déversent en amont de l'affluent de rive droite (à l'ouest) ; 2) en amont de l'affluent de rive gauche (au nord), et sur la partie aval (à l'est), il s'agit de deux déversoirs d'orage (pourtant raccordés à un réseau séparatif, sans doute sous-dimensionné) ; 3) dans la partie médiane de l'affluent de rive droite, il s'agit d'un rejet d'eaux pluviales provenant de la zone d'activité riveraine ; 4) enfin diverses pistes et/ou sentiers

favorisent encore le ruissellement concentré vers le cours d'eau. Ces rejets se déversent en différents points du cours d'eau et on observe un tronçon incisé en aval de chacun de ces types. Les deux contrôles de pente expliquent partiellement les discontinuités des incisions mais il subsiste des discontinuités inexpliquées qui pourraient à la fois traduire l'influence des micro-conditions locales et l'influence de la distance au rejet amont.

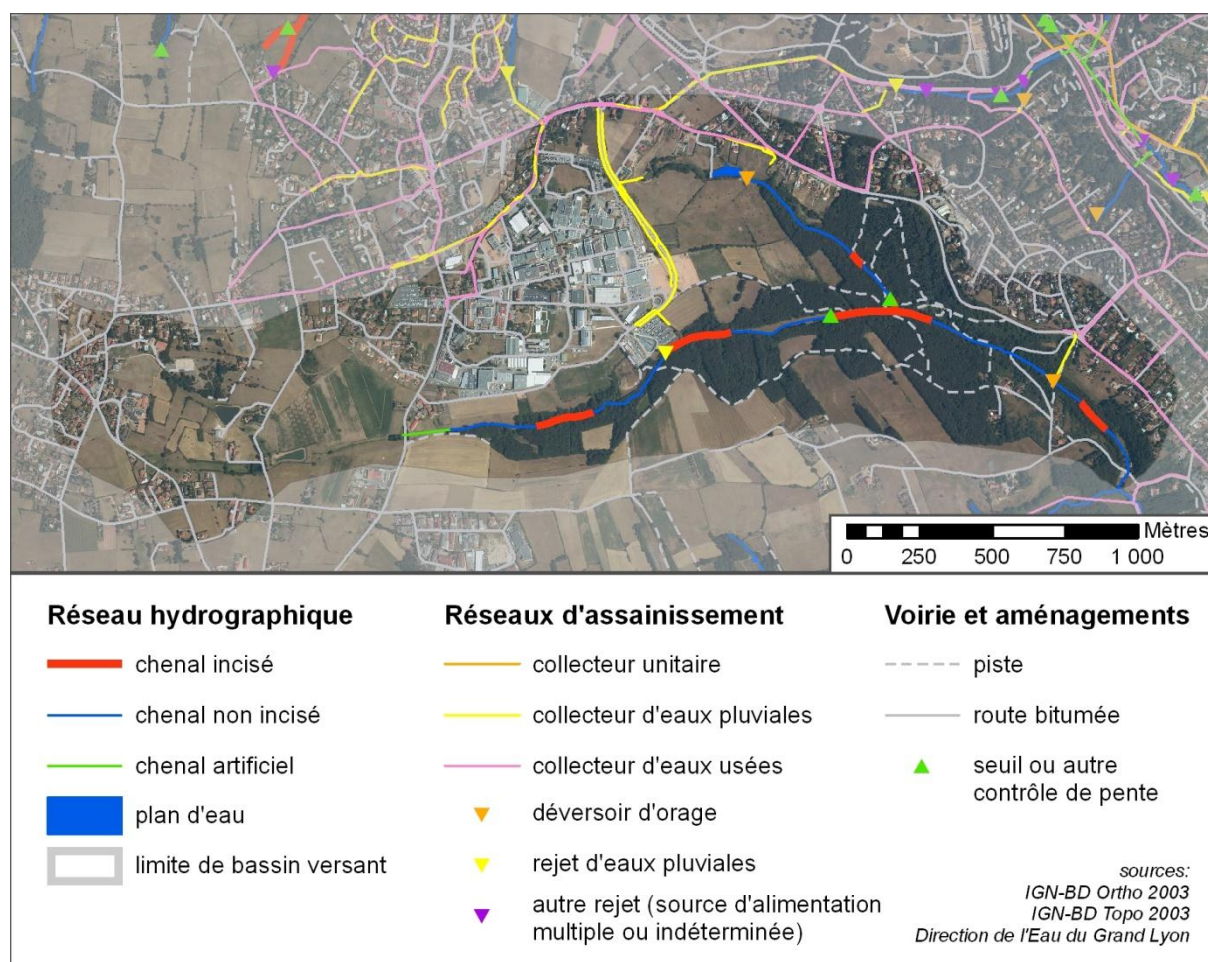


Figure 30 : le ruisseau de Ribes en amont de sa confluence avec le Mèginant (Plateau Lyonnais) – diversité des drains artificiels qui modifient la circulation naturelle des écoulements au sein du bassin versant

Quatre cours d'eau des Monts du Lyonnais présentent une incision à l'aval immédiat d'une piste (Bouillon, Larny, Mitonière et Rizoud). C'est particulièrement flagrant sur la partie amont du ruisseau de Larny (chenal incisé le plus amont sur la **figure 31**) où la piste fortement érodée présente des sillons d'érosion dont les dimensions sont supérieures à celle du cours d'eau en amont de la piste. En aval, le chenal est profond et étroit (section en U) avec une section à pleins bords près de 10 fois supérieure à la section moyenne des cours d'eau non incisés à superficie de bassin versant égale ($E_r = 9,4$). Cet exemple illustre l'impact des pistes forestières dans les bassins boisés. Celles-ci interceptent le long des versants qu'elles parcourent les eaux de ruissellement ainsi qu'une partie des écoulements souterrains (Dunne et Leopold 1978, Harned 1988), puis les déversent dans le cours d'eau, parfois en amont de leur point d'injection naturel. Les débits du cours d'eau deviennent alors supérieurs aux conditions initiales bien que la perméabilité moyenne des sols du bassin ait été peu modifiée.

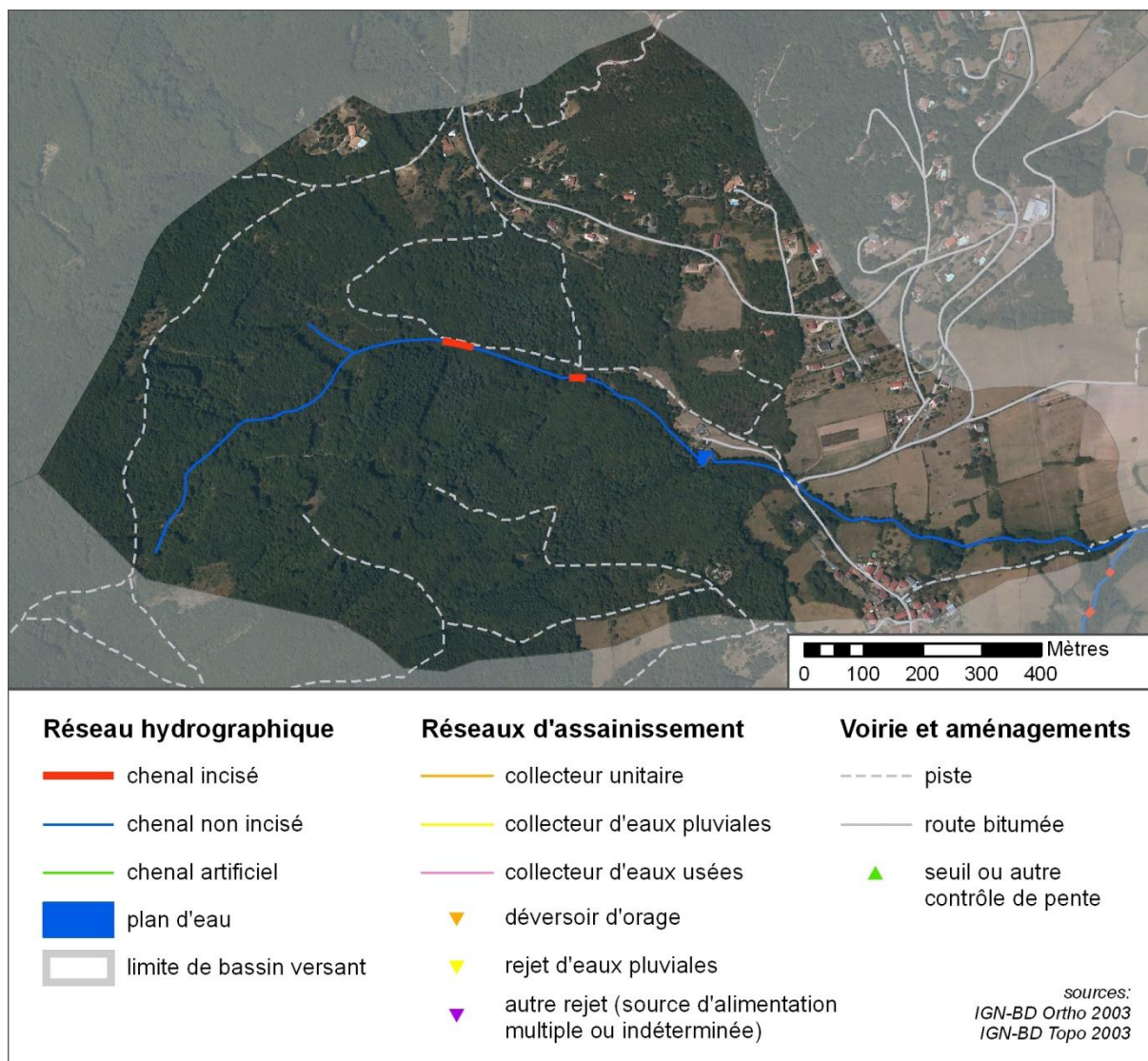


Figure 31 : le ruisseau de Larny (Monts du Lyonnais) – impacts d'une piste forestière sur les chenaux de type A1

Sur un cours d'eau intermittent de l'Arizona, Chin et Gregory (2001) avaient déjà constaté que l'ajustement des dimensions des chenaux à l'aval des routes était d'autant plus important que celles-ci étaient longues (diminution de la largeur, augmentation de la profondeur et de la section). Les routes sont souvent conçues comme de véritables drains intégrés aux réseaux d'eaux pluviales dans les régions désertiques pour limiter le coût de ces réseaux (Resnick et al. 1983, Schick 1995, d'après Chin et Gregory 2001 ; Schick et al. 1999). On peut considérer que c'est également le cas dans d'autres régions et que la longueur des routes et autres drains artificiels permet d'évaluer approximativement les volumes d'eau qu'ils déversent dans les cours d'eau. Nous avons donc exploré les relations entre la longueur des drains artificiels à l'origine des incisions (routes, pistes, réseau séparatif d'eaux pluviales) et la morphologie des chenaux incisés. A cet effet, une sélection rigoureuse des données a été réalisée :

- seuls les tronçons incisés sont pris en compte et, contrairement au jeu de données utilisé lors des précédentes analyses (segmenté en tronçons de taille comparable), ils sont représentés par un unique individu de longueur variable. Un individu représente une incision intégrale, qu'elle soit continue (un chenal incisé) ou légèrement discontinue (constituée de plusieurs chenaux incisés), dont on a

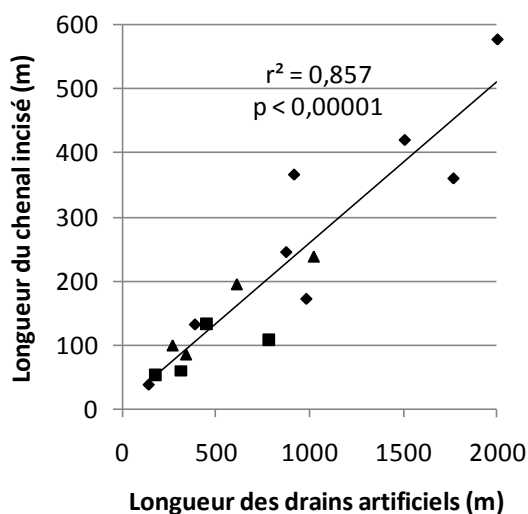
calculé les caractéristiques morphométriques globales : somme des volumes érodés, longueur totale des chenaux incisés, taux d'agrandissement moyen (calculé à partir de la section moyenne des chenaux incisés au prorata de leur longueur) ;

- de plus, nous n'avons conservé que les incisions qui ont été clairement attribuées à l'impact d'un rejet unique. Par rejet, nous entendons ici l'ensemble des exutoires des réseaux de drainage artificiel (routes, pistes, réseaux d'eaux pluviales), qu'ils soient ou non matérialisés par une buse (ce qui n'était pas le cas dans les analyses précédentes : seuls les rejets matérialisés par une buse étaient pris en compte). Les incisions observées en aval de plusieurs rejets, d'un rejet d'origines multiples (connectés à plusieurs sources d'alimentation ; ex. : coexistence d'un déversoir d'orage et d'un rejet d'eaux pluviales) ou d'un rejet de nature indéterminée (ou pour lequel la longueur du réseau drainé n'a pas pu être déterminée) ont été écartées.

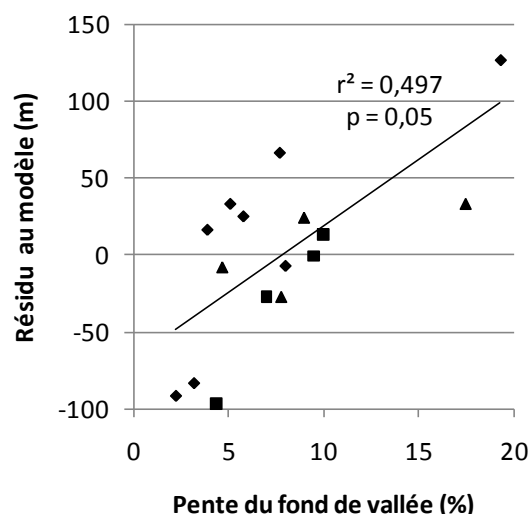
Sur les affluents du bassin de l'Yzeron, la longueur de route, de piste ou de réseau d'eaux pluviales n'est pas corrélée au taux d'agrandissement de la section à pleins bords des chenaux incisés ($r^2 = 0,15$, $p > 0,2$) et elle n'est que faiblement corrélée aux volumes érodés ($r^2 = 0,30$, $p < 0,05$). En revanche, il existe une corrélation très nette avec la longueur des incisions ($r^2 = 0,86$, $p < 0,00001$; **figure 32a**). Les résidus au modèle de régression linéaire établi à partir de cette relation sont également d'autant plus forts que la pente du fond de vallée augmente ($r^2 = 0,50$, $p = 0,05$; **figure 32b**), ce qui signifie que, à perturbation égale, la longueur de cours d'eau incisée est plus importante lorsque la pente de celui-ci est plus élevée. Une régression linéaire multiple a donc été réalisée à partir de ces deux variables explicatives et elle montre que la longueur des drains artificiels et la pente du fond de vallée permettent d'expliquer 92% des variations de la longueur des incisions (**figure 32c** ; $r^2 = 0,92$, $p < 0,0001$). Nous avons vérifié que l'influence de ces deux variables n'était pas liée à une ou plusieurs corrélations indirectes avec d'autres caractéristiques des bassins versants : ni l'occupation du sol, ni le type de cours d'eau ou encore la taille des bassins versants ne permettent d'expliquer les variations de longueur des incisions ou la distribution des résidus.

L'augmentation des débits des cours d'eau par le biais des drains artificiels, qui est approximativement proportionnelle à leur longueur, entraîne donc une augmentation du linéaire incisé. Ce résultat reflète principalement l'excès d'énergie des écoulements, conformément au concept de *hungry water* exprimé par Kondolf (1997), car les eaux de ruissellement provenant de ces drains artificiels sont peu chargées en sédiments. A mesure que les volumes déversés augmentent, les érosions nécessaires à la recharge sédimentaire des eaux et à la dissipation de l'énergie des écoulements s'effectuent sur une plus grande distance. L'influence secondaire de la pente témoigne d'un étalement longitudinal plus important des érosions dans les cours d'eau à forte pente. Ces derniers sont généralement encaissés dans leur fond de vallée. Ils présentent un chenal rectiligne associé à une plus faible dynamique latérale, et davantage de matériaux grossiers nécessitant des forces tractrices élevées pour être mis en mouvement. La recharge sédimentaire ne pouvant être pleinement satisfaite par érosion du lit et des berges, elle s'accomplit sur un plus grand linéaire de cours d'eau. Autrement dit, à mesure que la pente augmente, les ajustements s'effectuent davantage sur la dimension longitudinale faute de pouvoir s'effectuer sur les dimensions verticales et latérales. Soulignons que l'ensemble des cours d'eau incisés pris en compte présentent des pentes relativement importantes (2,3 à 19,3%) et une dynamique latérale faible ou modérée. Cela explique probablement nos résultats et on peut supposer que les cours d'eau caractérisés par une fourniture sédimentaire abondante, une disponibilité locale en sédiments plus importante ou une dynamique latérale active ne présenteraient pas les mêmes prédispositions.

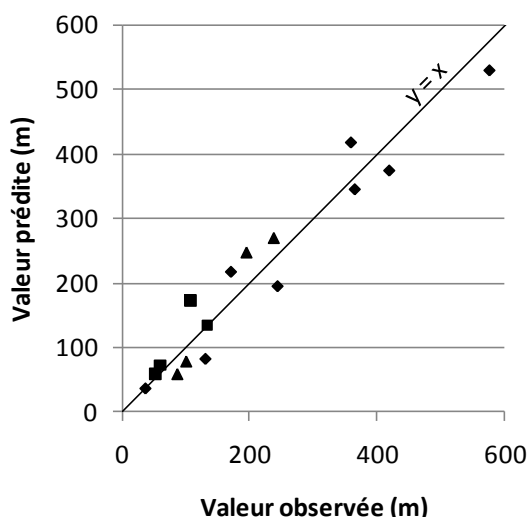
a) régression linéaire simple : relation entre la longueur des incisions et la longueur des drains artificiels drainés par le rejet



b) distribution des résidus du modèle de régression simple en fonction de la pente du fond de vallée



c) régression linéaire multiple : évolution de la longueur des incisions en fonction de la longueur des drains et de la pente du fond de vallée



Qualité du modèle de régression multiple			
r² ajusté		p	
0,920		< 0,0001	
Corrélation des paramètres			
Paramètre	r	r partiel	p
Longueur des drains	0,926	0,965	< 0,0001
Pente	0,061	0,718	0,0026

Légende : ♦ rejet d'eaux pluviales ▲ route bitumée ■ piste

Figure 32 : évolution de la longueur des incisions en fonction de la longueur des drains artificiels (route, piste, réseau d'eaux pluviales) et de la pente du fond de vallée : a) modèle de régression linéaire simple : évolution de la longueur des incisions en fonction de la longueur des drains ; b) distribution des résidus du modèle de régression linéaire simple en fonction de la pente du fond de vallée ; c) modèle de régression linéaire multiple : évolution de la longueur des incisions en fonction de la longueur des drains et de la pente du fond de vallée.

Les points représentent les rejets matérialisés ou non par une buse, qui ont pu être identifiés sans ambiguïté comme l'exutoire d'un réseau de drainage artificiel (route, piste, réseau séparatif). Les rejets de nature indéterminée ou pour lesquels la longueur des drains en amont n'a pas pu être déterminée, et les rejets d'origines multiples (connectés à plusieurs sources d'alimentation) ont été écartés.

L'influence de la pente pourrait également s'expliquer par une meilleure capacité d'interception des écoulements subsurfaciques dans les petits bassins versants à fortes pentes. D'une part, ces derniers présentent généralement des épaisseurs de formations superficielles plus faibles, ce qui pourrait favoriser la conversion d'une partie des écoulements souterrains en écoulements de surface au niveau des routes et autres drains artificiels. D'autre part, la pente décroît généralement avec la superficie des bassins versants et les petits bassins sont plus sensibles à ce type de perturbations (cf. § 3.3.2.c ; on observe une diminution globale des résidus du modèle de régression linéaire simple lorsque la superficie des bassins versants augmente, bien que la relation ne soit pas significative : $r^2 = 0,14$).

Enfin, l'augmentation de la longueur des incisions avec la longueur des drains pourrait refléter l'effet hydraulique des rejets. Les apports depuis ces drains artificiels peuvent être intenses mais également très rapides, c'est-à-dire qu'ils interviennent peu de temps après le début de la pluie, bien avant les apports des surfaces rurales en amont. C'est particulièrement le cas en milieu urbain où les réseaux d'assainissement sont bien développés. Le niveau d'eau étant généralement faible dans le cours d'eau avant le déversement des eaux drainées par les réseaux d'assainissement, le débit augmente brusquement de même que la pente locale de la ligne d'eau (P. Breil, communication personnelle). Plus les apports sont intenses, plus l'augmentation de la ligne d'eau est importante, et plus son amortissement s'effectuera sur une longue distance. Néanmoins, il est peu probable que les apports depuis les routes et les pistes dans les secteurs moins développés conduisent à une inclinaison brutale de la ligne d'eau. C'est d'autant plus improbable sur le bassin versant de l'Yzeron où les cours d'eau à forte pente sont peu urbanisés, et pour lesquels l'augmentation de la pente de la ligne d'eau ne peut être que faible par rapport à la pente du lit.

3.3.3- Essai de modélisation de la probabilité des incisions en fonction des principales variables explicatives

Les résultats précédents ont montré que plusieurs facteurs pouvaient expliquer la distribution spatiale des incisions. Les outils statistiques de description et de classification, tels que l'analyse discriminante et la régression logistique, pourraient préciser ces résultats. L'objectif est d'identifier et de hiérarchiser les variables de contrôle et de déterminer s'il est possible de prédire les incisions à partir des associations de variables les plus pertinentes.

L'ensemble des variables indépendantes présentées dans le paragraphe 2.3.2 ont été prises en compte dans les traitements. La présence d'incision, que celle-ci soit totale (tronçon incisé sur la totalité de sa longueur) ou partielle, constitue la variable dépendante.

a) Conditions d'application de l'analyse discriminante

L'analyse discriminante linéaire vise à identifier les axes factoriels (combinaison linéaire des variables initiales) qui entraînent un maximum de différenciation entre les groupes d'une population, les tronçons incisés et les tronçons non incisés dans notre cas. Théoriquement, cette méthode ne devrait être utilisée que si les conditions d'application des méthodes dites paramétriques (reposant sur le modèle linéaire) sont respectées, parmi lesquelles figurent principalement la multi-normalité des distributions de chaque variable explicative, l'absence de fortes corrélations linéaires entre ces variables, et l'homogénéité des variances et covariances des groupes. Dans la pratique, ces conditions sont rarement respectées mais n'entraînent pas de biais majeur dans les résultats (Palm 1999, Desbois 2003, Hastie et al. 2009). L'analyse discriminante linéaire reste une méthode robuste qui fournit des résultats

satisfaisants même lorsqu'elle est utilisée dans des conditions théoriquement inappropriées (Hastie et al 2009). Elle accepte notamment des groupes de tailles différentes à condition que le nombre d'individus de chaque groupe soit supérieur au nombre de variables. La non-normalité des distributions ne constitue pas non plus une source d'erreur lorsqu'elle est liée à l'asymétrie des distributions plutôt qu'à des individus marginaux (Tabachnick et Fidell 1996). Enfin, les conséquences de ne pas avoir les mêmes matrices de variance et de covariance entre les groupes sont relativement mineures (Kendall 1957, Palm 1999, Desbois 2003). En outre, l'analyse discriminante paraît être moins sensible aux problèmes liés à la multi-colinéarité des variables explicatives que la régression logistique. Il est donc préférable de comparer ces deux méthodes pour retenir le meilleur modèle.

On peut distinguer deux types de procédures :

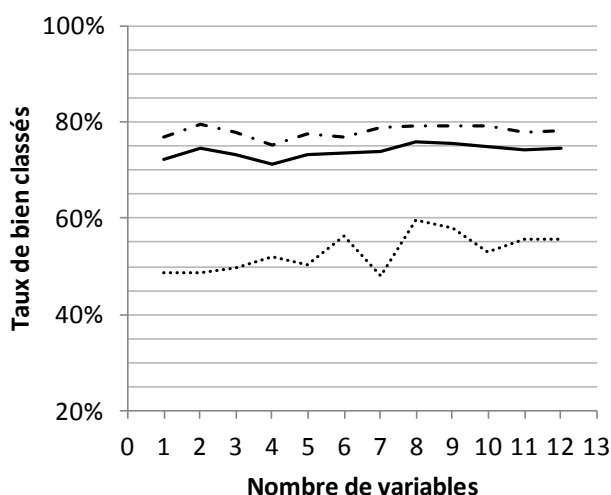
- la procédure pas-à-pas qui sélectionne une à une les variables les plus pertinentes selon un critère de significativité (ex. : lambda de Wilks) ;
- la procédure simultanée qui intègre dans un modèle l'ensemble des variables sélectionnées par l'opérateur, à condition qu'elles satisfassent aux critères de tolérance (ex. : valeur minimum de F).

La seconde méthode conduit à un meilleur classement apparent des individus car le pourcentage d'individus bien classés augmente systématiquement avec le nombre de paramètres du modèle, sans garantir pour autant que les prévisions soient correctes (Lebart et al. 2006). Nous avons choisi d'appliquer une procédure mixte qui consiste à forcer les variables du modèle (procédure simultanée), puis à retirer une à une les variables les moins pertinentes dans l'ordre croissant de leur significativité en fonction de l'intensité de la corrélation entre la variable et l'axe factoriel discriminant (un seul axe pour deux groupes). Les résultats des q modèles (q = nombre de variables) sont ensuite représentés graphiquement pour visualiser l'évolution des pourcentages d'individus bien classés en fonction du nombre de variables prises en compte (**figure 33**). Cette technique s'appuie sur la méthode dite de validation croisée qui consiste à mesurer la qualité d'une discrimination à partir du pourcentage de bien classés (ou mal classés) dans chaque groupe et globalement. Cela permet d'évaluer la capacité de prédiction des modèles obtenus et d'interpréter l'importance relative de chaque variable. La technique *leave-one-out*, qui consiste à exclure un à un les individus de la population avant de les classer en fonction du modèle établi sur les autres individus, a été utilisée pour ne pas surévaluer la capacité de prédiction du modèle.

b) Résultats de l'analyse discriminante

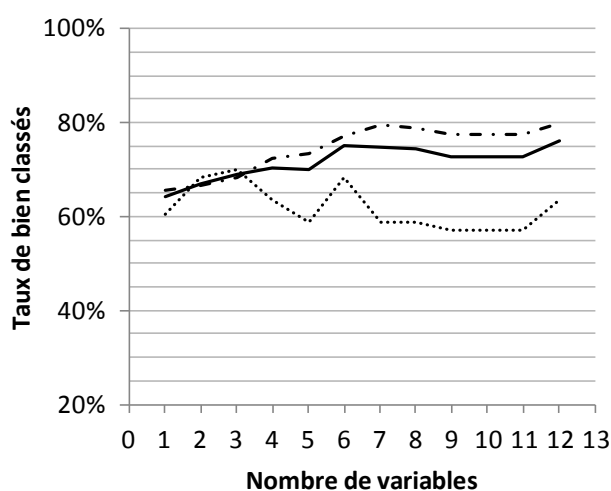
La **figure 33** synthétise les résultats de l'analyse discriminante linéaire.

Les résultats obtenus sur l'ensemble des tronçons potentiellement sensibles à l'incision (exclusion des types B1, B3 et des cours d'eau de type inconnu) sont insignifiants au regard des faibles taux de prédiction des incisions (**figure 33a**). Si le taux global d'individus bien classés obtenu à partir de la première variable paraît relativement élevé (72%), seule la moitié des tronçons incisés sont bien classés (49%). La prise en compte de la deuxième variable ne permet de discriminer que 2% supplémentaire des tronçons et il n'y a pas d'amélioration des résultats avec les variables suivantes. Aucune variable ne permet donc de discriminer les tronçons incisés et non incisés.



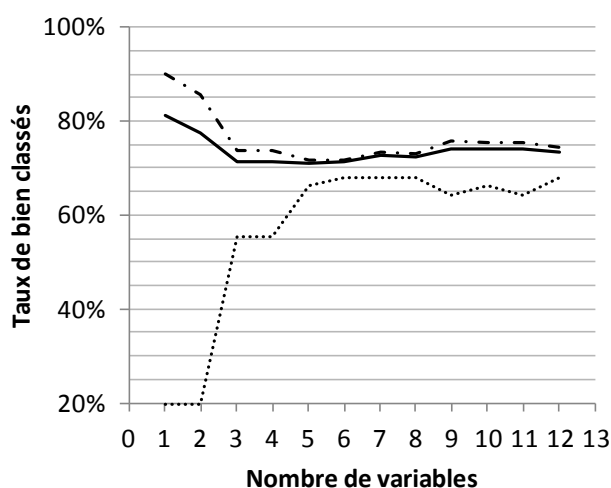
a) Types A1, A2, B2, B4 et B5

n°	variable	Cor.
1	% surf. imperméables	0,549
2	Nb de rejets /km	0,524
3	% boisements	-0,363
4	Superficie de bassin	-0,327
5	Evol. urbanisation	0,291
6	Evol. prairies et labours	-0,255



b) Types B2, B4 et B5

n°	variable	Cor.
1	% surf. imperméables	0,534
2	Nb de rejets /km	0,397
3	% boisements	-0,322
4	Superficie de bassin	-0,294
5	Pente des versants	-0,156
6	Densité routes et pistes	0,136



c) Types A1 et A2

n°	variable	Cor.
1	Nb de rejets /km	0,502
2	Superficie de bassin	-0,383
3	Pente du fond de vallée	0,120
4	Evol. boisements	-0,108
5	Evol. urbanisation	-0,100
6	% surf. imperméables	-0,091

Légende : - · - tronçons non incisés tronçons incisés — classement global

Figure 33 : résultats de l'analyse discriminante linéaire : évolution du taux de bien classés en fonction du nombre de variables prises en compte et coefficients de corrélation des six premières variables avec l'axe factoriel discriminant (les valeurs positives indiquent les variables favorables aux incisions et inversement)

Les résultats obtenus pour les cours d'eau du Plateau Lyonnais (types B2, B4 et B5) sont semblables aux précédents vis-à-vis des variables retenues et de leur hiérarchie (**figure 33b**) : les quatre premières variables sont identiques et présentent des coefficients de corrélation assez proches des valeurs précédentes. Par contre, les taux de prédiction des tronçons incisés sont légèrement plus élevés, avec un maximum à 75%. De plus, l'évolution du pouvoir de prédiction des modèles avec le nombre de variables prises en compte montre une progression plus marquée, ce qui correspond à un résultat classique pour ce type d'analyses (Lebart et al. 2006) : le taux global de bien classés augmente avec le nombre de variables puis plafonne au-delà de six variables. Cela ne signifie pas pour autant que ces six variables ont toutes une influence significative sur l'apparition des incisions. Le résultat optimal pourrait correspondre à trois variables étant donné la faible augmentation et l'inflexion que présentent respectivement la courbe des taux de bien classés de l'ensemble des tronçons et celle des tronçons incisés. Ces trois variables sont, dans l'ordre décroissant des coefficients de corrélation avec l'axe factoriel discriminant : le pourcentage de surfaces imperméables, le nombre cumulé de rejets par kilomètre et le pourcentage de surfaces boisées. L'influence des deux premières a clairement été démontrée précédemment (*cf.* § 3.3.2.c et 3.3.2.d). L'importance des boisements est en revanche incertaine. Comme nous l'avons déjà évoqué (*cf.* § 3.3.2.b), elle est probablement liée en grande partie à une corrélation négative entre le taux de boisement et le taux d'imperméabilisation des bassins versants ($r^2 = 0,35$; $p < 0,00001$), mais elle pourrait également refléter un effet régulateur des boisements sur les écoulements.

Enfin, sur les cours d'eau des Monts du Lyonnais (types A), l'allure des courbes est atypique car le taux global de bien classés décroît avec le nombre de variables (**figure 33c**). Il semble donc qu'aucune des variables prises en compte ne permette de discriminer les tronçons incisés et non incisés.

c) Critique des résultats

Les résultats de l'analyse discriminante linéaire sont peu probants étant donné, d'une part, les faibles taux de prédiction des incisions et la faible augmentation de ces taux lorsque l'on augmente le nombre de variables prises en compte et, d'autre part, la non-validation de ces résultats par la régression logistique. Appliquée sur notre jeu de données, cette dernière méthode semble privilégier le taux de classement global des individus. Les deux groupes d'individus étant de taille inégale, la plupart des tronçons sont classés en non incisés. Le taux de bien classés des tronçons non incisés, qui représentent 77 à 87% des individus (selon la sous-population étudiée), est donc très élevé (97% en moyenne) mais le classement des tronçons incisés n'atteint au maximum que 20%.

La méthode de constitution du jeu de données est indubitablement la principale cause du faible pouvoir de discrimination de ces deux méthodes statistiques. En effet, rappelons que le découpage du réseau hydrographique ne tient pas compte des limites des incisions si bien que la majeure partie des tronçons considérés comme incisés ne le sont que partiellement. La qualité du jeu de données est encore diminuée par l'imprécision de certaines mesures (pente des tronçons déterminée à partir des courbes de niveau sur la carte IGN au 25 000^{ème}, délimitation des incisions, détermination des bassins versants) et par la non prise en compte de certains paramètres. Il conviendrait notamment d'intégrer les débits déversés par les rejets (intensité et fréquence des déversements pour une pluie donnée), les caractéristiques actuelles des surfaces urbaines ou agricoles (densité de la couverture végétale, présence de bassins de rétention...) et l'occupation des sols historique des sous-bassins. Ce dernier paramètre paraît particulièrement important sur les cours d'eau des Monts du Lyonnais (types A) et peut

également l'être sur les cours d'eau du Plateau Lyonnais (types B) comme nous le verrons dans le chapitre 3-B.

Néanmoins, certains résultats sont cohérents avec les premières analyses (*cf.* § 3.3.2). Pour les cours d'eau de type B2, B4 et B5, les principales variables retenues par l'analyse discriminante, l'ordre et le sens de leur coefficient de corrélation avec l'axe factoriel discriminant, tendent à confirmer l'influence du taux d'imperméabilisation, de la densité des rejets urbains et de la superficie des bassins versants, voire celle du taux de boisement. Les résultats des premières analyses statistiques ne sont donc pas remis en cause.

En revanche, les résultats sont particulièrement faibles pour les cours d'eau de type A1 et A2. Le fait qu'aucune des variables prises en compte ne permette de discriminer les tronçons incisés et non incisés tend à confirmer l'importance des héritages historiques liés à l'évolution pluriséculaire de l'occupation du sol des têtes de bassin des Monts du Lyonnais.

4- Conclusion

Un grand nombre d'incisions ont été recensées sur les cours d'eau de tête de bassin. La majeure partie d'entre elles, dont les plus importantes en termes de linéaires incisés et de volumes déstockés, se situent sur le Plateau Lyonnais. D'après les analyses dendrochronologiques des arbres riverains, ces dernières ont essentiellement débuté entre 1970 et 1990, ce qui souligne le rôle de l'urbanisation. En effet, la superficie des surfaces urbaines a doublé durant cette période au niveau du bassin de l'Yzeron (Radojevic et al. 2002), et cette valeur moyenne a probablement été dépassée sur le plateau où s'étend désormais la couronne périurbaine de l'agglomération lyonnaise. Un tiers du linéaire incisé se situe néanmoins dans les Monts du Lyonnais, dont les bassins versants sont à large dominante rurale (essentiellement occupés par des boisements et des prairies). Les incisions étant moins développées, elles n'ont pas entraîné de perturbations nettes de la croissance des arbres riverains. La faible ampleur de ces incisions et leur stade d'évolution, qui correspond en général à l'étape 4 du modèle de Simon et Hupp (1986 ; **figure 12**), suggèrent néanmoins qu'il s'agit également d'incisions relativement récentes, bien que leurs origines puissent remonter à plusieurs décennies, voire plusieurs siècles.

Les principaux facteurs de contrôle permettant d'expliquer la distribution spatiale des incisions sont la superficie du bassin versant, le type hydrogéomorphologique de cours d'eau, le taux d'imperméabilisation et la fréquence des drains artificiels (réseaux d'assainissement, routes et pistes). Les deux premiers constituent des paramètres de sensibilité internes au système fluvial et les deux suivants constituent des facteurs déclencheurs liés aux perturbations anthropiques (externes).

Les facteurs de contrôle internes identifiés sur le bassin versant de l'Yzeron concordent relativement bien avec ceux décrits par Booth (1991), Henshaw et Booth (2000) et Booth et Henshaw (2001) sur des petits bassins de l'Etat de Washington (0,1 à 33 km²). Pour rappel, ces derniers ont constaté que les cours d'eau sujets aux incisions présentaient, en plus d'une implantation urbaine relativement importante, des pentes modérées à fortes, un substrat imperméable, un fond de vallée recouvert par des alluvions peu cohésives (typiquement des sables), une absence de structures naturelles ou artificielles de contrôle de pente et une faible étendue de ripisylve (*cf.* chap. 1-A, § 5.3). La plupart de ces caractéristiques sont également observées sur les affluents incisés du bassin de l'Yzeron. Dans notre cas, l'érodibilité des matériaux du lit et des berges est essentiellement décrite par la typologie des cours d'eau

(Schmitt et al. 2004) qui témoigne de l'influence des contrôles exercés par la morphologie des fonds de vallée et par la nature des roches et des formations superficielles sur l'évolution des chenaux. Nos résultats soulignent l'intérêt de cette méthode typologique qui, associée à la superficie du bassin versant, permet d'identifier rapidement (analyse cartographique) les tronçons potentiellement sensibles aux incisions. Booth et Henshaw (2001) indiquent également que les incisions sont plus fréquentes lorsque les écoulements subsurfaciques sont prépondérants avant l'urbanisation. Cela explique en grande partie l'influence de la taille des bassins versants car la part des écoulements superficiels est naturellement plus faible en tête de bassin. Les petits cours d'eau sont donc intrinsèquement plus sensibles à toute perturbation qui contribue à réduire la capacité d'infiltration des sols et à intercepter les écoulements subsurfaciques. La taille du bassin versant traduit également une propension plus forte des petits cours d'eau à stocker les sédiments fins issus de l'érosion des sols des terres cultivées au cours des derniers siècles.

Les deux perturbations anthropiques à l'origine des incisions mises en évidence par nos analyses statistiques, l'imperméabilisation des sols et l'implantation de drains artificiels, sont étroitement liées à l'urbanisation. Sur le Plateau Lyonnais, le taux d'imperméabilisation minimal pour engendrer une incision est de 10% (**figure 26** ; types B2, B4 et B5), ce qui correspond aux seuils constatés par plusieurs auteurs pour entraîner un ajustement morphologique significatif des chenaux (**tableau 9**). Les routes et les pistes ont également un impact dans les bassins versants peu urbanisés. Bien que les surfaces modifiées (sols imperméabilisés ou compactés) soient faibles par rapport à la superficie des bassins versants, ces aménagements contribuent d'une part à intercepter les écoulements subsurfaciques lorsque les formations superficielles sont peu épaisses et à les convertir en écoulements superficiels et, d'autre part, à modifier la circulation naturelle des eaux de ruissellement dans le bassin versant et à accélérer leur déplacement vers les cours d'eau. Aussi, les volumes écoulés et les débits de pointe peuvent être considérablement augmentés en un point donné du réseau hydrographique. Chin et Gregory (2001) avaient déjà constaté l'impact des routes pavées sur la morphologie des chenaux sur un cours d'eau intermittent en Arizona. Dans leur cas, la section des chenaux était systématiquement plus importante en aval des routes, et ce d'autant plus que celles-ci étaient longues. Sur le bassin de l'Yzeron, l'augmentation des volumes drainés par les drains artificiels se traduit par une augmentation de la longueur du linéaire incisé, et il semble que cela soit lié à la faible disponibilité en sédiments mobilisables dans le lit et les berges des cours d'eau.

Enfin, le grand nombre d'incisions sur les cours d'eau des Monts du Lyonnais nous a amené à suspecter une troisième perturbation. Il s'agit de l'évolution pluriséculaire de l'occupation des sols qui pourrait avoir largement contribué à la sensibilité à l'érosion des matériaux constituant le lit de ces cours d'eau et à la tendance au déstockage sédimentaire des fonds de vallée de têtes de bassin. Les données dont nous disposons pour caractériser l'évolution historique de l'occupation des sols n'étant pas suffisamment précises ou exhaustives pour être intégrées dans ce chapitre, cette hypothèse a été traitée à part et fait l'objet du chapitre 3-B. Néanmoins, nous avons d'ores et déjà constaté qu'aucune des variables examinées dans les traitements statistiques précédents, relatives à l'occupation du sol actuelle et à son évolution récente, ne permet d'expliquer la plupart des incisions des cours d'eau des Monts du Lyonnais.

Chapitre 2-B

ENSABLEMENT DES BRANCHES PRINCIPALES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Ce chapitre s'intéresse aux dynamiques d'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. Il débute par un état des lieux de l'ensablement des cours d'eau d'ordre 3 à 5 et par une analyse de la distribution spatiale des tronçons ensablés en fonction de la pente naturelle du cours d'eau, de la présence de seuils artificiels et des affluents incisés. Une estimation du transport sableux annuel moyen de la rivière Yzeron, dans sa partie médiane (bassin versant de la station hydrométrique de Craponne), est ensuite présentée et comparée à la fourniture sableuse délivrée par les incisions.

1- Méthodes

1.1- Inventaire des tronçons ensablés

En parallèle du parcours et des données collectées pour l'inventaire des tronçons de cours d'eau incisés (*cf.* chap. 2-A, § 2.1.1), l'ensablement du lit a été évalué sur les cours d'eau d'ordre 3 à 5 (42 km), à l'exception des deux kilomètres aval de la rivière Yzeron où celle-ci est canalisée (cunette béton). L'identification des portions de cours d'eau ensablées a été réalisée de manière visuelle en considérant comme ensablés les linéaires recouverts en grande partie (environ plus de 80% de la surface du lit) par une couche de sédiments fins, essentiellement constituée de sables. La quantité de sables stockés dans le lit a été qualitativement prise en considération mais les chenaux présentant d'importants dépôts sableux sous formes de bancs et sur les marges du lit n'ont pas été considérés comme ensablés lorsqu'ils conservaient par ailleurs une certaine diversité granulométrique. Le principal critère d'identification est donc le degré d'homogénéisation du lit par des dépôts essentiellement sableux qui dégradent sensiblement les habitats aquatiques.

En règle générale, les portions de cours d'eau ensablées en continu ne s'étendent que sur une ou deux unités morphodynamiques (mouille, plat ou chenal lentique), soit sur quelques mètres. Dans certains cas, et plus particulièrement en amont des seuils artificiels, on peut néanmoins observer de longs plats sableux (quelques dizaines à quelques centaines de mètres), recouvrant éventuellement plusieurs séquences seuil-mouille ou seuil-plat. Pour représenter les résultats (**figure 40**, *cf.* § 2.1), les données brutes (inventaire des portions de cours d'eau ensablées en **annexe 1.6**) ont été agrégées en tronçons homogènes en fonction du pourcentage de faciès lenticques ensablés, en considérant les cinq classes suivantes dans l'ordre croissant du degré d'ensablement :

- 1^{ère} classe : 0 à 20% de faciès lenticques ensablés ;
- 2^{ème} classe : 20 à 40% de faciès lenticques ensablés ;
- 3^{ème} classe : 40 à 70% de faciès lenticques ensablés ;
- 4^{ème} classe : 70 à 100% de faciès lenticques ensablés ;
- 5^{ème} classe : plat sableux (chenal ensablé en continu sur près de 700 m en aval de la confluence de l'Yzeron avec le Charbonnières) ;

Des échantillons ont été prélevés sur 34 tronçons ensablés répartis sur l'ensemble du réseau hydrographique pour analyser la distribution granulométrique des dépôts.

1.2- Estimation du transport sableux sur l'Yzeron

Une méthode en deux temps a été mise en œuvre pour estimer la capacité des écoulements à transporter la charge sableuse :

- mesure des volumes transportés par les crues ;
- modélisation et évaluation du transport sableux annuel moyen.

Elle a été appliquée sur la partie médiane de la rivière Yzeron, au niveau de la station hydrométrique de Craponne (**figure 34a**) où l'on dispose de mesures de débits depuis 1969. Il s'agit d'un secteur charnière entre la partie amont de l'Yzeron, dont le degré d'ensablement est globalement satisfaisant sur un plan écologique, et les secteurs aval fortement ensablés.

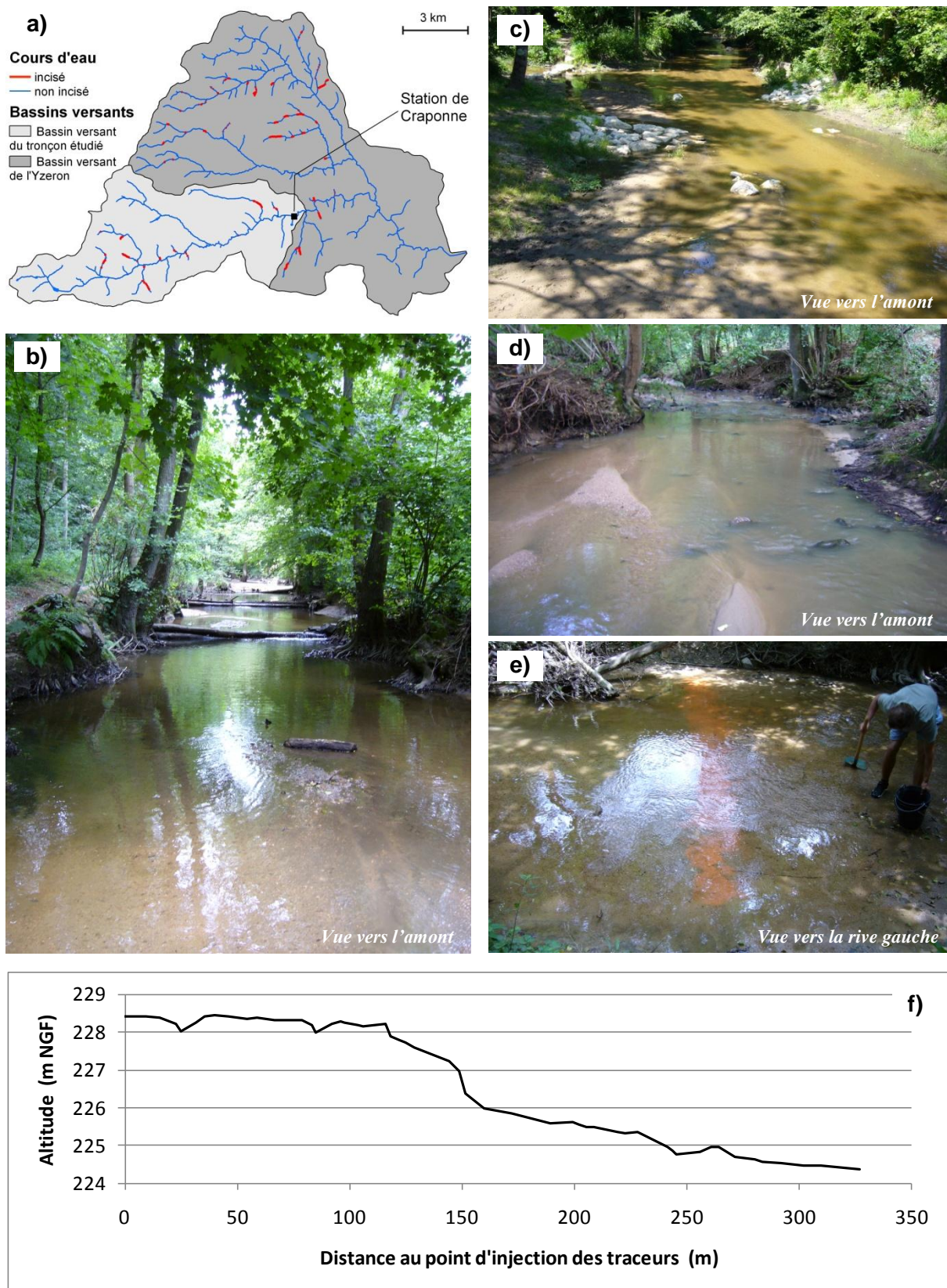


Figure 34 : site de suivi du transport solide sableux

a) bassin versant et localisation de la station hydrométrique de Craponne ; **b, c et d)** tronçon pour le suivi du transport sableux, d'amont en aval (photographies respectivement prises à 2, 130 et 310 m du point d'injection des traceurs) ; **e)** site d'implantation des chaînes d'érosion et d'injection des traceurs ; **f)** profil en long

Le tronçon étudié, qui se situe environ 500 m en aval de la station, est fortement ensablé (**figures 34b à 34d**). La partie amont est sous l'influence du remous solide d'un seuil artificiel (**figure 34f**) qui ne piège pas la charge solide (absence de pelle) mais qui ralentit fortement les vitesses de transport en diminuant la pente de la ligne d'eau. Quelques petits seuils artificiels de faible hauteur de chute sont également présents (**figure 34b**). Ce tronçon présente une énergie faible par rapport à l'ensemble des tronçons de l'Yzeron et de ses principaux affluents. Les conditions hydrauliques du tronçon suivi sont donc représentatives des tronçons les plus ensablés qui ralentissent fortement le transfert des sédiments au sein du réseau hydrographique. Nous supposons que ces tronçons à faible énergie régulent le transport solide effectif de l'Yzeron dans la mesure où ils limitent la fourniture sédimentaire vers les tronçons dont la capacité de transport est plus élevée.

1.2.1- Mesures des volumes transportés par les crues

a) Principe de mesure

La mesure du transport solide sableux, dont le principe est illustré sur la **figure 35**, repose sur la méthode élaborée par Laronne et al. (1992). Elle consiste à estimer le volume de matériaux transporté par une crue en fonction de la section active du lit et de la distance moyenne de transport des particules. Appliquée sur une petite rivière à graviers des Préalpes drômoises (torrent de l'Esconavette), Liébault et Laronne (2008) ont montré qu'elle permettait d'évaluer le transport événementiel de la charge de fond avec une précision de l'ordre de 10%.

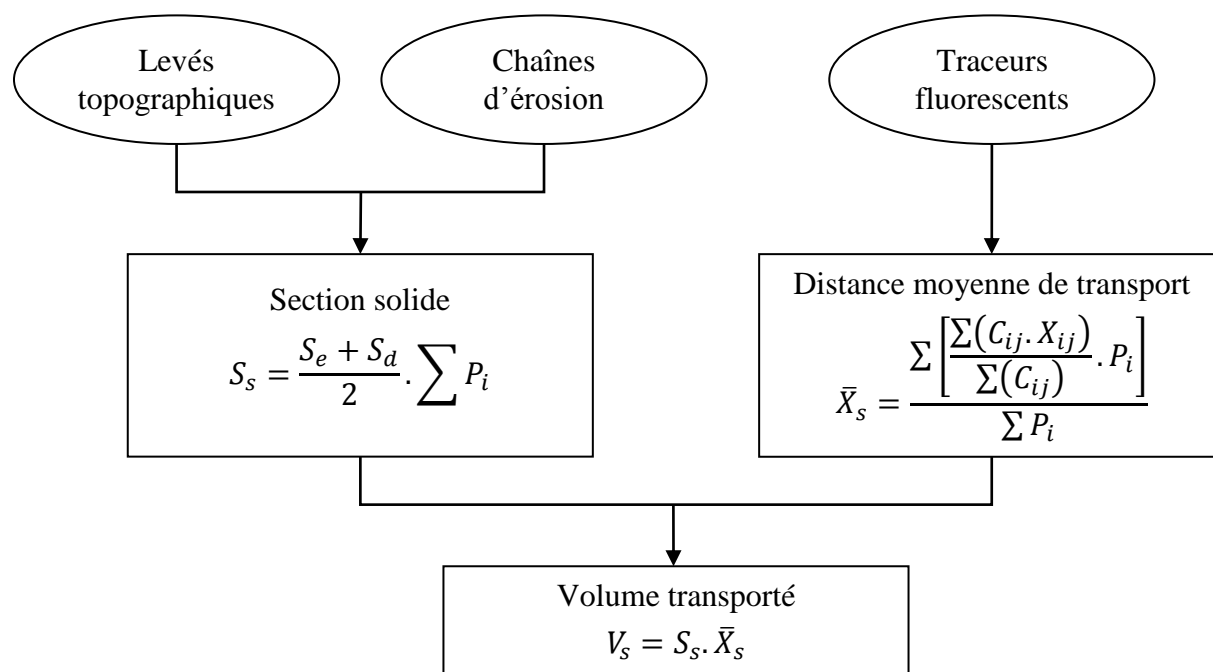


Figure 35 : principe de détermination du volume transporté par un événement de crue adapté d'après la méthode de Laronne et al. (1992). Le mode de calcul de la distance moyenne de transport \bar{X}_s est expliqué plus loin (§ 1.2.1.c)

Cette méthode est fondée sur l'équation de continuité du transport solide : $Q_s = S_s \cdot u_s$ (avec : Q_s : débit solide ; S_s : section solide (ou volume unitaire solide) associée à la masse de matériaux transportée ; u_s : vitesse de transport). Le volume transporté par une crue correspond donc à $V_s = \bar{Q}_s \cdot t_s = S_s \cdot \bar{u}_s \cdot t_s = S_s \cdot \bar{X}_s$ (avec t_s : durée du transport ; \bar{X}_s : distance moyenne de transport).

La distance de moyenne de transport est généralement mesurée par traçage. Une méthode de traçage par fluorescence a été utilisée pour adapter la méthode de Laronne et al. (1992) à la charge solide sableuse de l'Yzeron.

La section solide S_s est déterminée à partir de la section active du lit S_a , qui correspond à l'ampleur globale des oscillations verticales du fond du lit durant une crue. Cette dernière peut être évaluée par la moyenne arithmétique de la section érodée S_e et de la section remblayée par les dépôts S_d . Les sections érodées S_e et remblayées S_d durant une crue sont généralement déterminées par des chaînes d'érosion insérées dans le lit et/ou par suivi topographique. La section solide peut alors être calculée par la relation $S_s = (1 - p) \cdot S_a = (1 - p) \cdot (S_e + S_d)/2$ (avec p : porosité des dépôts). Dans notre cas, nous ne tenons pas compte de la porosité des dépôts car nous comparons directement les volumes apparents (vide + solide) transportés avec les volumes apparents des matériaux déstockés au niveau des incisions en amont. De plus, nous ne tenons compte que de la part de la section solide qui correspond aux fractions granulométriques utilisées pour évaluer la distance de transport ($\sum P_i$; cf. § 1.2.1.c).

b) Détermination de la section active

Cinq chaînes d'érosion ont été implantées sur un transect de 6,75 m de largeur. Avant chaque crue, un levé topographique du lit a été réalisé et la longueur des segments de chaînes à l'horizontale sur le lit ont été mesurées. Après la crue, un nouveau levé topographique était réalisé puis le fond du lit était creusé pour retrouver l'angle vers l'aval des chaînes (point E sur la **figure 36a**). La longueur de chaîne à l'horizontale était alors mesurée. La **figure 36** illustre les différents cas de figure observés après une crue en fonction des phases successives de creusement et de remblaiement du lit lors d'un événement de crue.

Les levés topographiques ne permettent d'enregistrer que l'évolution globale du niveau du lit entre les deux levés. Dans la plupart des cas, la couche active du lit a donc été déterminée à partir des chaînes d'érosion car elles permettent de détecter la profondeur maximale d'érosion lorsque les dépôts (en décrue) ont entraîné une phase de remblaiement du lit après une phase de creusement (**figure 36c**). En revanche, elles ne peuvent enregistrer qu'une seule succession de creusement-remblaiement. Si plusieurs épisodes de creusement et de remblaiement se succèdent, elles n'enregistrent que la profondeur d'érosion maximale (**figure 36d**).

La détection de l'angle vers l'aval a été parfois délicate et la précision des mesures de longueur de chaînes est limitée par la taille des maillons (2 cm). Lorsque les évolutions du lit étaient faibles, la comparaison des levés topographiques a permis dans certains cas une estimation plus précise de la couche active (verticalement, et horizontalement du fait d'un grand nombre de points par rapport au nombre de chaînes).

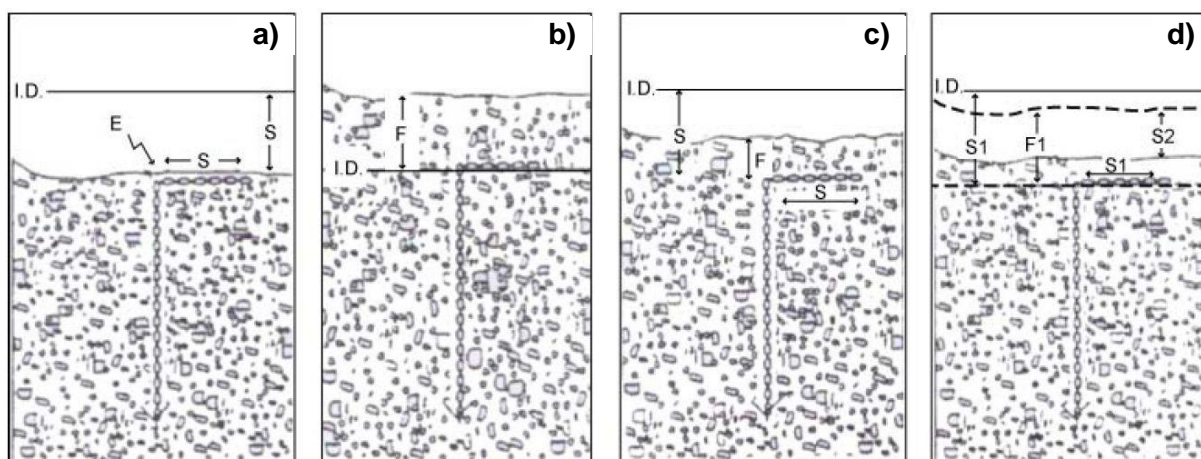


Figure 36 : principe de mesure de l'épaisseur de la couche active avec les chaînes d'érosion (Laronne et al. 1994)

a) érosion du lit sur une profondeur S à partir du niveau initial I.D. ; E représente le coude qui permet de mesurer la longueur S de chaîne reposant à l'horizontale sur le lit

b) remblaiement du lit sur une épaisseur F à partir du niveau initial I.D.

c) érosion du lit sur une profondeur S à partir du niveau initial I.D. puis remblaiement sur une épaisseur F

d) érosion du lit sur une profondeur $S1$ à partir du niveau initial I.D. puis remblaiement sur une épaisseur $F1$ et érosion sur une profondeur $S2$; dans ce cas, la chaîne ne permet pas de reconstituer la succession des épisodes de creusement et de remblaiement

c) Traçages et détermination des distances de transport

Le traçage par fluorescence est la technique la plus courante pour évaluer la distance de transport des particules sableuses. L'ouvrage de référence publié par Ingle (1966) cite plus de cent études qui ont utilisé cette technique pour suivre le mouvement des sables dans les milieux littoraux (Ingle 1966, Teleki 1966, Kennedy et Kouba 1970, Levoy 1997, Balouin 2001, Stépanian 2002) mais on dénombre peu de travaux l'ayant appliquée en rivière (Kennedy et Kouba 1970, Rathburn et Nording 1971 d'après Black et al. 2006). Son principal avantage repose sur la limite de détection très faible des traceurs, de l'ordre de 1 particule sur 10^5 à 10^8 (Ingle 1966, Teleki 1966). Le principal inconvénient réside dans l'évaluation de la concentration des traceurs dans un échantillon. A l'exception des techniques basées sur la mesure de la fluorescence moyenne des échantillons (de Vries 1967, Levoy 1997) ou le comptage automatique des grains par traitement d'image (Teleki 1962 d'après Teleki 1966) qui nécessitent un appareillage sophistiqué non disponible dans le commerce, la technique la plus simple consiste à déterminer à l'œil nu le nombre de particules peintes (ou luminophores) sous un éclairage ultraviolet. Cette dernière technique est très longue et limite la taille minimale des particules capables d'être détectées et dénombrées (Teleki 1966).

Pour suivre le transport des sables sur le bassin versant de l'Yzeron, quelques précautions ont été prises afin d'optimiser la qualité des résultats. Premièrement, les sables utilisés ont été prélevés sur le site de traçage pour être représentatifs de la charge solide du tronçon étudié. Deuxièmement, après séchage et dégrillage des sédiments collectés pour éliminer les éventuels débris et les particules grossières (> 4 mm), les particules ont été peintes à l'aide de peintures fluorescentes classiques (bombes aérosols) appliquées en une couche très fine, en brassant énergiquement le mélange durant la préparation pour éviter d'agglomérer les particules. La distribution granulométrique des traceurs avant et après peinture a également été comparée (**figure 37**) : l'effet de la peinture sur le diamètre des particules est inférieur à 1% en moyenne. Enfin, quelques tests d'abrasion mécanique ont été réalisés pour s'assurer de

la persistance de la fluorescence (vérification de la fluorescence des particules après 2, 4 et 16 h sous l'action d'un agitateur magnétique dans un bécher). Dans le cas contraire, cela aurait pu entraîner une diminution artificielle de la concentration des particules détectables avec la distance au site d'injection, d'où une sous-estimation de la distance de transport.

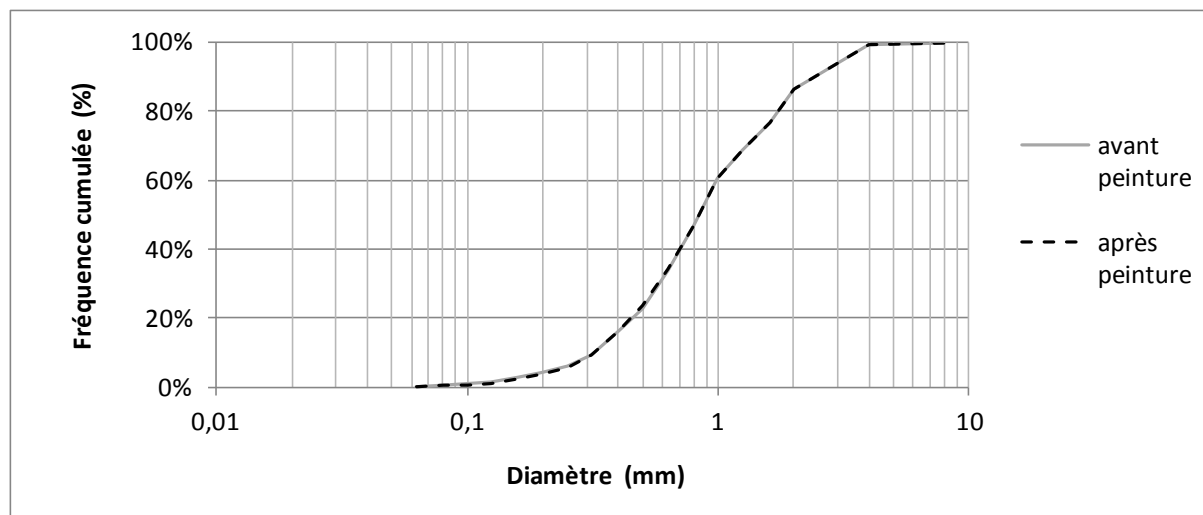


Figure 37 : comparaison des distributions granulométriques des particules avant et après peinture (la différence est si faible que les courbes se superposent)

Avant chaque crue, une masse de traceurs de 30 à 70 kg a été répandue sur la largeur du lit au droit du site d'implantation des chaînes d'érosion (**figure 34e**). Après la crue, 18 échantillons ont été prélevés à la surface du lit, répartis sur une distance maximale de 800 m (aucun traceur n'a été transporté au-delà de cette distance par une seule crue). Les traceurs injectés pouvant persister pendant plusieurs mois sur le tronçon suivi, un jeu de quatre couleurs a été utilisé pour réduire le délai d'attente entre les expérimentations. L'absence de traceurs résiduels d'une même couleur a été vérifiée avant de procéder à une nouvelle injection.

Les échantillons prélevés ont été tamisés pour ne conserver que trois classes granulométriques :

- les sables grossiers (0,5-1 mm) qui représentent en moyenne 37% des dépôts sableux ;
- les sables très grossiers (1-2 mm) qui représentent en moyenne 19% des dépôts sableux ;
- les granules (2-4 mm) qui représentent en moyenne 10% des dépôts sableux.

Ces trois fractions représentent donc ensemble les deux tiers des particules constituant les dépôts de sédiments fins des faciès ensablés. Le pourcentage de particules supérieures à 4 mm était négligeable (7%). En-deçà de 0,5 mm (27%), la détection des luminophores était quasiment impossible.

La détermination de la concentration en traceurs, exprimée en nombre de particules par unité de masse (kg^{-1}), a été réalisée de manière classique, en dénombrant à l'œil nu et sous éclairage ultraviolet (ex. : détecteur de faux billet) le nombre de particules fluorescentes présentes dans un échantillon (**figure 38**). Les trois fractions granulométriques des échantillons ont été analysées séparément.

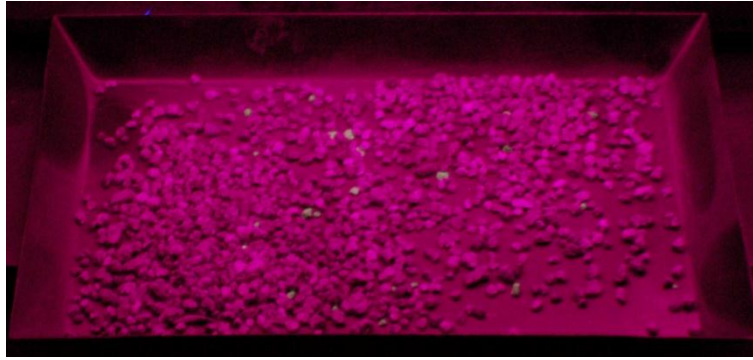


Figure 38 : détection des luminophores sous éclairage ultraviolet (luminophores verts)

La détermination des distances de transport repose sur l'analyse de la distribution spatiale des concentrations en traceurs (**figure 39**). Pour le suivi des graviers, Laronne et al. (1992) calculent la moyenne arithmétique des distances de transport de chaque particule pour évaluer la distance de transport moyenne. Dans la mesure où les distances de transport mesurées correspondent à des données échantillonnées (évaluation du nombre de traceurs en fonction des concentrations des échantillons prélevés à différentes distances du point d'injection), et où les trois fractions granulométriques ont été analysées séparément, la distance moyenne de transport \bar{X}_s correspond dans notre cas à une moyenne pondérée à la fois par la concentration en traceurs d'une fraction et par le pourcentage massique de chaque fraction :

$$\bar{X}_s = \frac{\sum \left[\frac{\sum (C_{ij} \cdot X_{ij})}{\sum (C_{ij})} \cdot P_i \right]}{\sum P_i}$$

Avec :

- \bar{X}_s : distance moyenne de transport des traceurs (en m) ;
- C_{ij} : concentration d'un échantillon j de la fraction i (en kg^{-1}) ;
- X_{ij} : distance au point d'injection d'un échantillon j de la fraction i (en m) ;
- P_i : pourcentage massique de la fraction i (en %).

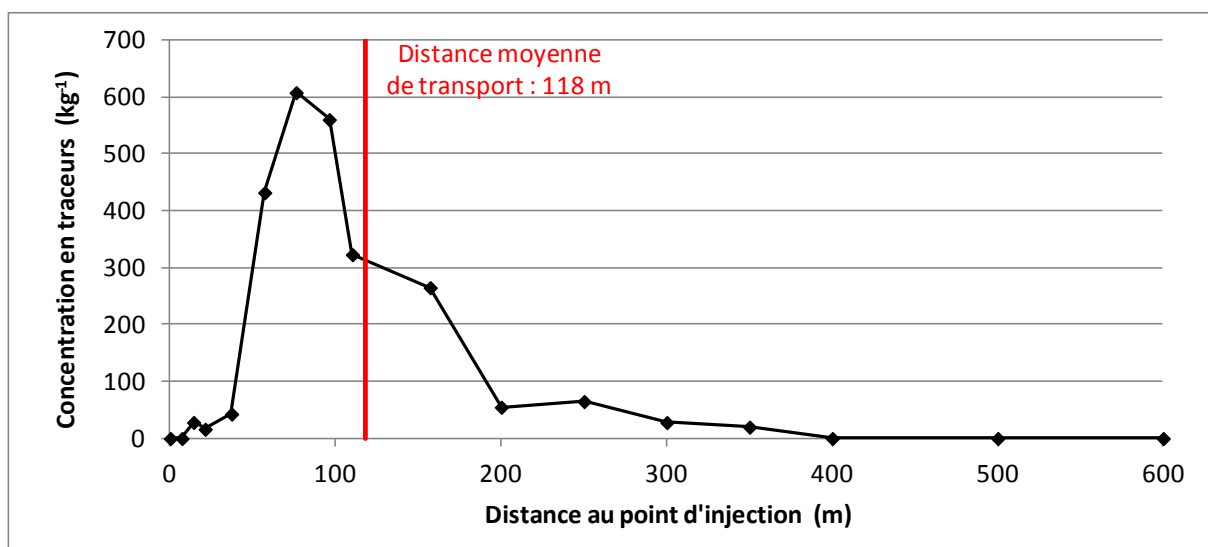


Figure 39 : distribution spatiale des concentrations en traceurs pour la fraction 0,5-1 mm après la crue du 15 février 2007 ($1,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

1.2.2- Modélisation et estimation du transport annuel moyen

Les formules classiques proposées dans la littérature pour estimer les débits solides sont peu adaptées pour évaluer le transport de la charge solide fine sur une rivière à graviers ou gravelo-sableuse. La plupart des auteurs ont effectivement travaillé sur le transport des sables sur des lits totalement sableux (ex. : Englund et Hansen 1967, Van Rijn 1984) ou sur le transport des graviers sur des lits à graviers (ex. : Meyer-Peter et al. 1934, Yang 1984). De plus, les débits solides prédits ne représentent dans le meilleur des cas qu'un ordre de grandeur de la capacité maximale de transport (Gomez et Church 1989, Malavoi et al. 2011).

Aussi nous avons préféré établir un simple modèle statistique à partir des mesures réalisées sur le terrain pour estimer le transport annuel moyen des particules comprises entre 0,5 et 4 mm. Les variables indépendantes constituent les paramètres de la crue et la variable dépendante est le volume transporté par la crue.

Le modèle a ensuite été appliqué sur la chronique des débits enregistrés à la station de Craponne entre 1970 et 2005 pour déterminer les volumes totaux transportés durant cette période et ainsi estimer le volume transporté annuel moyen.

2- Résultats

2.1- Distribution spatiale des tronçons ensablés

La **figure 40** représente le degré d'ensablement des cours d'eau d'ordre 3 à 5. Précisons que cette carte présente quelques limites. Au-delà du caractère subjectif de l'appréciation sur le terrain de l'état ensablé ou non ensablé du lit puis du découpage du linéaire en tronçons homogènes, l'inventaire réalisé ne constitue qu'une photographie instantanée de l'ensablement du réseau hydrographique, c'est-à-dire qu'il représente le degré d'ensablement des différents tronçons au moment précis où ils ont été parcourus. Or nous avons constaté des variations significatives du degré d'ensablement de certains tronçons en quelques mois. L'ensablement d'un même tronçon est donc sujet à une certaine variabilité temporelle qu'il est difficile de caractériser en l'état actuel de nos connaissances. Il pourrait varier en fonction des vagues sédimentaires provoquées par les crues successives, et peut être d'une saison à une autre.

Le ruisseau de Charbonnières et ses principaux affluents, les ruisseaux de Grande Rivière et du Ratier, sont les plus affectés, avec en moyenne 38% de linéaire ensablé (soit près des $\frac{3}{4}$ des faciès lentiques). C'est plus particulièrement le cas du ruisseau de Grande Rivière (43% de linéaire ensablé) qui présente une très forte densité de seuils artificiels (tous les 100 m environ). Ces aménagements constituent probablement la première cause de son ensablement. De plus, ce secteur correspond à la sous-unité du plateau recouverte d'une épaisse arène granitique. Par conséquent, les petits cours d'eau de tête de bassin (type B5) fournissent ici une charge solide essentiellement sableuse abondante aux ruisseaux de Grande Rivière et de Charbonnières. En amont, les ruisseaux du Poirier et du Cerf de Garde sont au contraire très peu ensablés. Ce dernier ne présente qu'un seul tronçon ensablé d'environ 70 m et aucune incision de ses affluents n'a été constatée. Sur le ruisseau du Poirier, l'ensablement débute au niveau d'un replat et de deux affluents fortement incisés (560 et 1620 m³ de sédiments déstockés). Le ruisseau du Ratier est essentiellement ensablé dans sa partie amont, et, bien que cela n'apparaisse pas sur la **figure 40**, ses deux affluents le sont également. A mi-distance

de la confluence avec le ruisseau du Ribes, l'ensablement diminue car la pente augmente brusquement.

L'Yzeron montre un net gradient d'ensablement de l'amont vers l'aval. Aucune portion de cours d'eau ensablée n'a été recensée sur les quatre premiers kilomètres, même dans la zone de remous solide des seuils artificiels, et les volumes de sables stockés dans le lit sont extrêmement faibles. Plus en aval, la part des sables au fond du lit augmente progressivement et c'est à partir de la confluence avec le ruisseau du Dronau qu'une partie significative des faciès lenticles sont ensablés. De la confluence avec le ruisseau de la Chaudanne jusqu'à l'extrémité aval de l'Yzeron (avant la cunette béton), l'ensablement est important (32% de linéaire ensablé).

Réseau hydrographique

- affluents (ordre 1 à 2)
- branches principales (ordre 3 à 5)
- chenal artificiel ou canalisation souterraine
- plan d'eau

Ensablement

en % de faciès lentiques ensablés

- 0 - 20%
- 20 - 40%
- 40 - 70%
- 70 - 100%
- plat sableux

Seuils artificiels

- △ < 1m
- △ > 1m

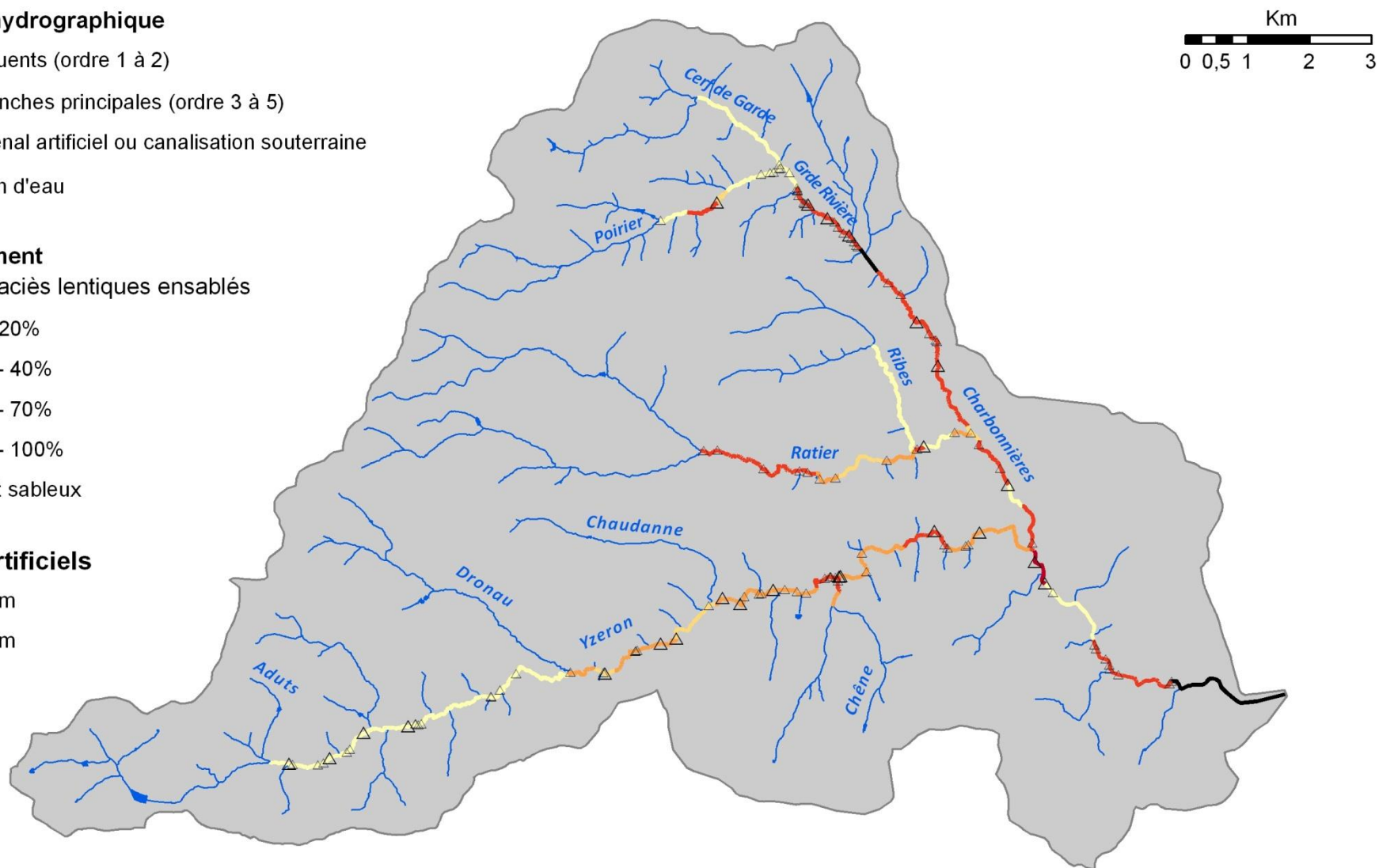


Figure 40 : ensablement des branches principales du réseau hydrographique (sur la base de la reconnaissance de terrain réalisée en hiver 2006)

La **figure 41** décrit l'évolution longitudinale de l'ensablement de l'Yzeron depuis sa confluence avec le ruisseau des Aduts (début de l'ordre 3 ; cf. **figure 40**) jusqu'à la confluence avec le Rhône, de la pente naturelle du cours d'eau, de la pente de la ligne d'eau évaluée en soustrayant au dénivelé la hauteur de chute des seuils artificiels, et enfin des apports sédimentaires depuis les tronçons incisés des affluents. Elle tend à montrer l'influence conjointe de ces trois derniers paramètres. Aucun ensablement n'est observé lorsque la pente est supérieure à $0,02 \text{ m.m}^{-1}$, et ce constat est également valable sur les autres cours d'eau du bassin (Charbonnières et ses affluents). En-deçà de cette valeur, le pourcentage de linéaire ensablé augmente globalement à mesure que la pente diminue vers l'aval et les oscillations du taux d'ensablement coïncident assez bien avec celles de la pente de la ligne d'eau. A l'exception de la partie amont, les brusques augmentations de la courbe des apports sédimentaires des tronçons de cours d'eau incisés semblent également correspondre à une augmentation du degré d'ensablement des tronçons. L'influence propre de chacun de ces paramètres étant néanmoins difficile à préciser par ce type d'approche, elle est analysée de manière plus approfondie dans les paragraphes suivants.

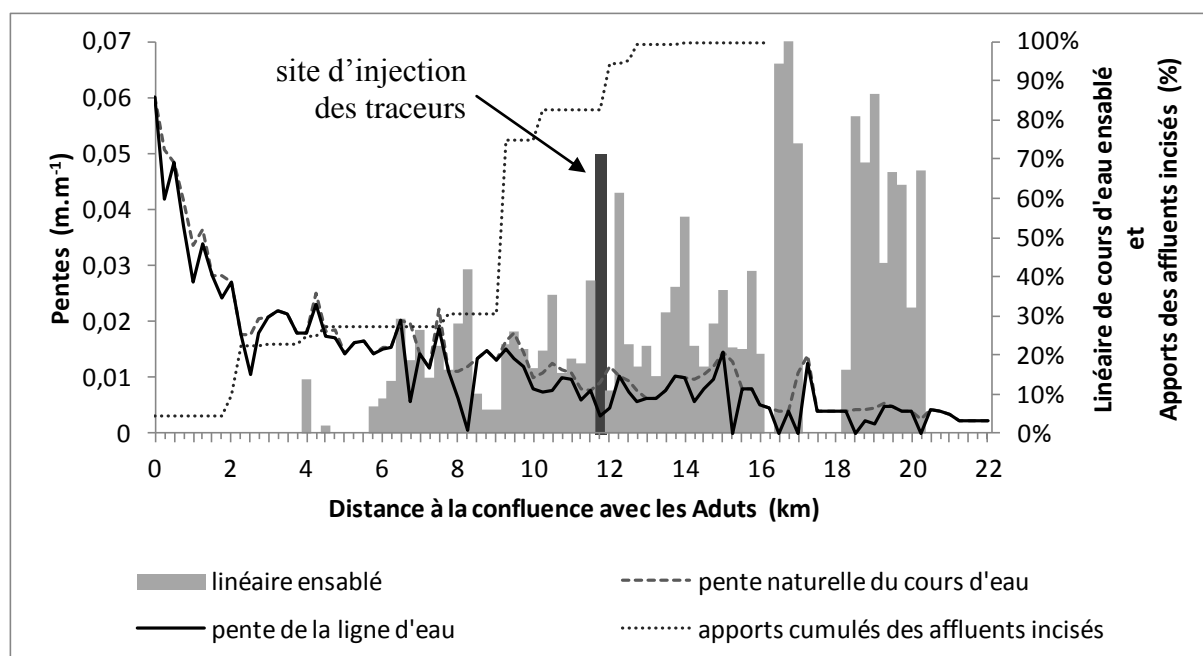


Figure 41 : évolution longitudinale du taux d'ensablement de la rivière Yzeron par tronçon de 250 m

La pente de la ligne d'eau correspond à la pente naturelle du cours d'eau corrigée en soustrayant la hauteur de chute des seuils artificiels au dénivelé du fond de vallée

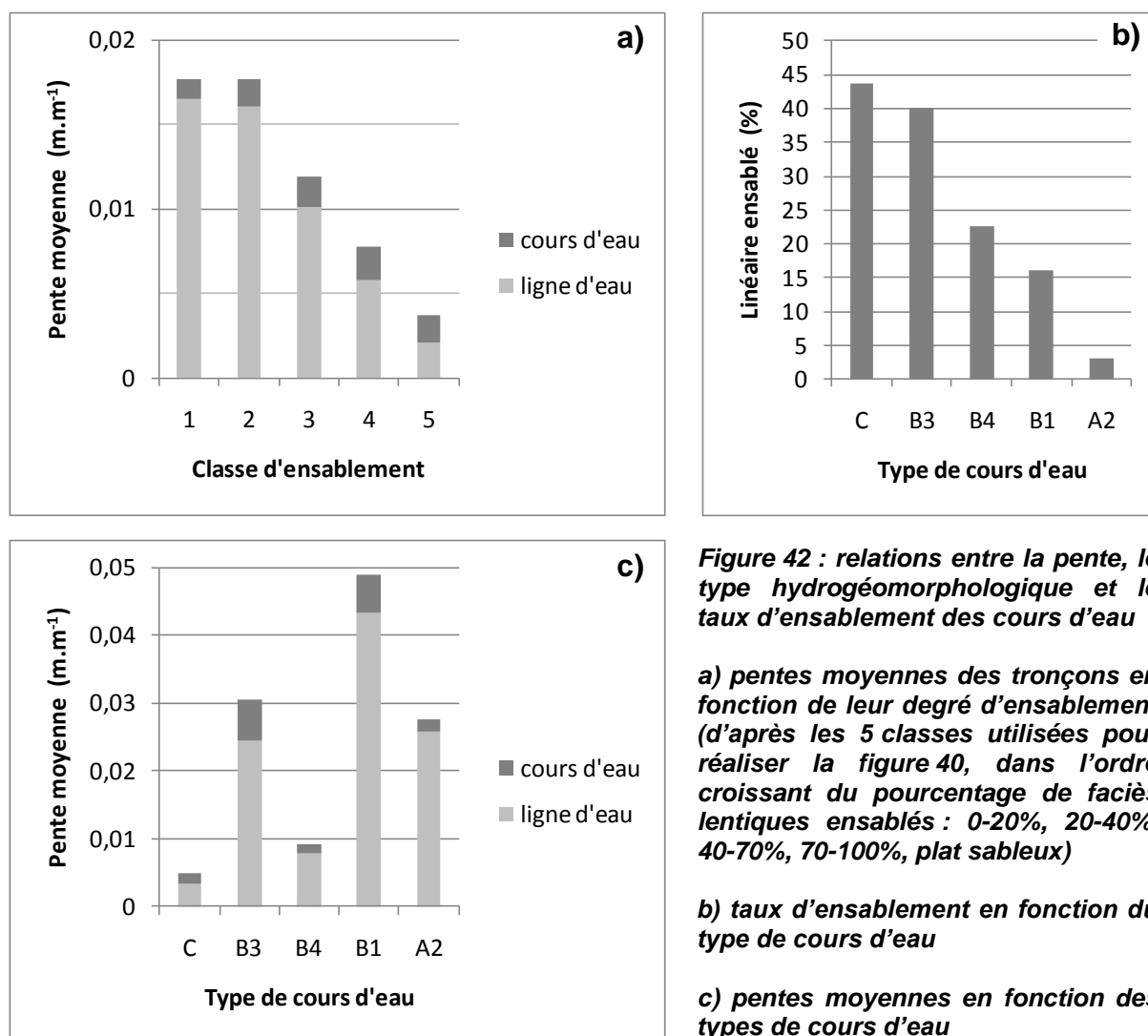
La fourniture sédimentaire depuis les tronçons incisés est exprimée en pourcentage cumulé (volume total = $11\,590 \text{ m}^3$) et ne tient compte que des affluents en amont de la confluence avec le Charbonnières (à 16 km du ruisseau des Aduts)

L'ensablement des 2 km aval est considéré comme nul (cunette béton)

2.2- Influence de la pente et de la morphologie des cours d'eau

La **figure 42** représente les relations entre la pente, le type hydrogéomorphologique et le degré d'ensablement des cours d'eau d'ordre 3 à 5. L'influence de la pente naturelle du cours d'eau et de la pente estimée de la ligne d'eau (qui rend partiellement compte de l'influence des seuils artificiels) sur le degré d'ensablement des cours d'eau est clairement démontrée par

la **figure 42a**. La distribution des taux d'ensablement dépend également du type hydrogéomorphologique (**figure 42b**). Ces deux paramètres sont étroitement liés mais la pente moyenne des différents types n'explique pas totalement leur degré moyen d'ensablement (**figure 42c**). Le gradient observé entre les pourcentages de linéaire ensablé des types A2, B4 et C (**figure 42b**) est bien inversement lié à leur pente moyenne (**figure 42c**). En revanche, les types B1 et B3, qui correspondent respectivement aux cours d'eau à haute énergie de l'extrémité amont des secteurs à fond de vallée encaissé et aux cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée encaissé et étroit du Plateau Lyonnais, présentent un ensablement particulièrement élevé par rapport à leur pente moyenne.



L'ensablement de ces deux derniers types s'explique essentiellement par leur morphologie. Sur le type B1, les unités morphodynamiques s'organisent généralement en séquences marches-cuvettes. Malgré l'énergie élevée des écoulements, les marches formées par des affleurements ou par des blocs grossiers limitent fortement le charriage des sédiments fins en basses eaux. Les faciès lenticques, parfois profonds, sont donc fréquemment ensablés (**figure 43a**). Les blocs favorisent également le dépôt des sédiments fins en aval, en occasionnant parfois des contre-courants (**figure 43b**).

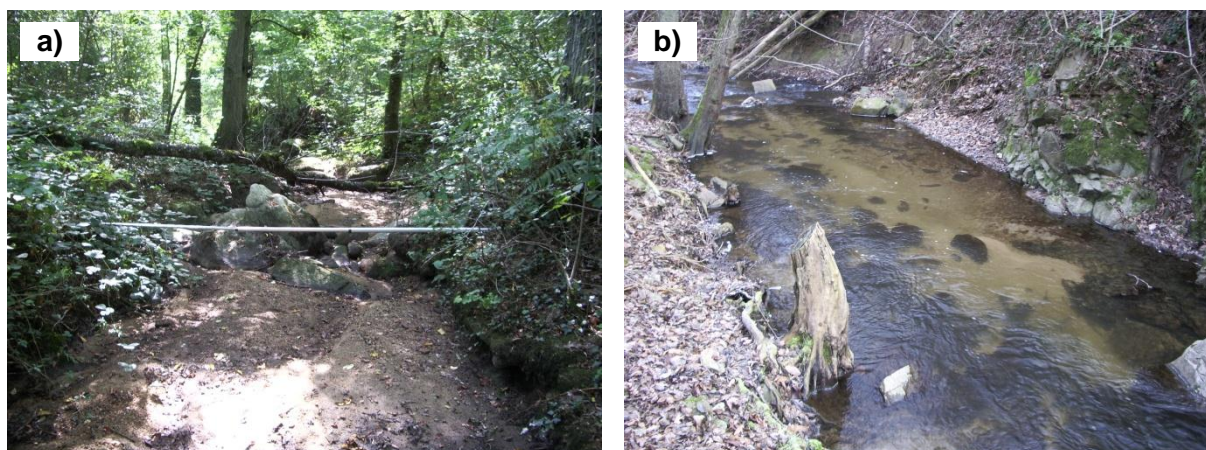


Figure 43 : ensablement sur les cours d'eau de types B1 (a) et B3 (b)

2.3- Influence des seuils artificiels

Plus de cent seuils artificiels ont été dénombrés sur les cours d'eau d'ordre 3 à 5 et ils contribuent largement à leur ensablement. C'est particulièrement le cas sur les cours d'eau de type B1 et B3 où ont été construits, essentiellement au 19^{ème} siècle, un grand nombre d'imposants seuils en pierres destinés à diverses activités (meunerie, blanchisserie... ; SAGYRC, communication personnelle). Ces cours d'eau ont manifestement été privilégiés pour l'implantation de ces ouvrages, l'étroitesse des fonds de vallée et la présence d'affleurements rocheux favorisant leur ancrage. Ces grands ouvrages peuvent stocker des volumes considérables de sédiments, à l'exemple du seuil du Moulin du Gault (plus de 600 m³ ; **figure 44a**). Sur les tronçons à pente plus faible, ils entraînent parfois un ensablement du lit sur plusieurs centaines de mètres, comme sur l'Yzeron à l'aval de sa confluence avec le Charbonnières (type C) où l'on observe un plat sableux continu sur près de 700 m (**figure 40**).

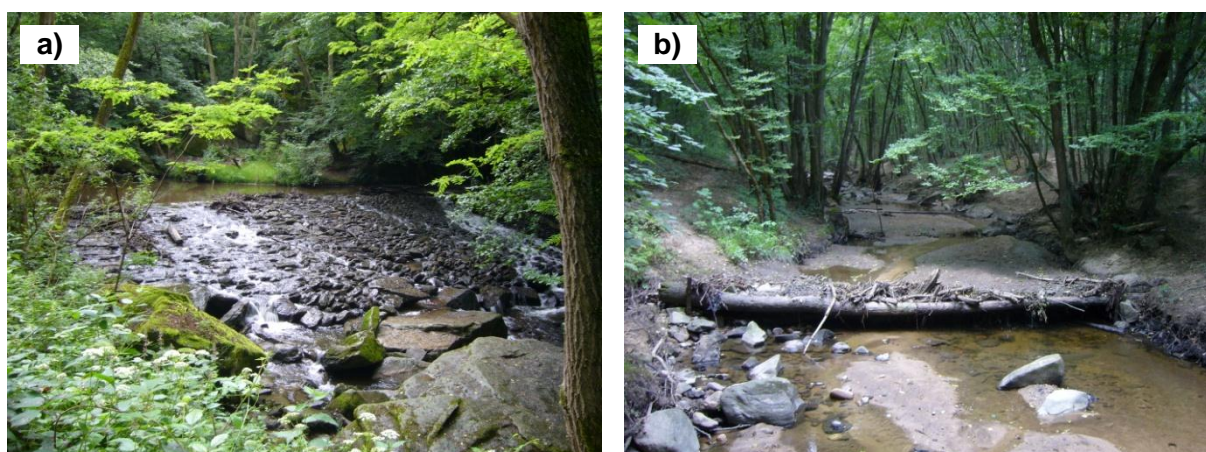


Figure 44 : exemples de seuils artificiels : a) seuil maçonné du Moulin du Gault d'une hauteur d'environ 3 m ; b) seuil en rondin d'une hauteur d'environ 0,3 m installé par l'association locale de pêche

La plupart des seuils recensés présentent une taille modeste (entre 30 cm et 1 m de hauteur de chute) et stockent des volumes beaucoup plus faibles. Cependant, sur les tronçons aval où les

pentent sont faibles, ils provoquent systématiquement un ensablement du lit sur une ou plusieurs dizaines de mètres (**figure 44b**). Aussi, lorsqu'ils sont densément implantés, ils peuvent être à l'origine d'un ensablement important du tronçon, comme c'est le cas sur le ruisseau de Grande Rivière où l'on dénombre près d'un seuil tous les 100 m.

2.4- Influence des incisions

Etant donné le nombre et l'ampleur des incisions observées sur les affluents de tête de bassin, nous avons supposé dès le début de l'étude que les apports sableux depuis les tronçons incisés pouvaient contribuer à l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. Pour vérifier cette hypothèse, notre approche a consisté à comparer la vitesse moyenne du déstockage sédimentaire des incisions amont avec les volumes transportés annuellement par l'Yzeron, en amont de la confluence avec le ruisseau du Chêne.

2.4.1- Fourniture sableuse depuis les tronçons incisés

Les volumes déstockés par les incisions ont été estimés à 26 870 m³ sur la totalité du bassin versant de l'Yzeron (**tableau 14** ; chap. 2-A) et à 9 490 m³ en amont du tronçon étudié.

En moyenne, les sédiments déstockés sont composés à 36% d'argiles et de limons (< 63 µm) et à 6% de sables très fins (63-125 µm) qui ne contribuent pas à l'ensablement des cours d'eau en aval (**tableau 16**). Ces fines particules sont en effet largement minoritaires dans la constitution des dépôts de sédiments fins (respectivement 0,2 et 1,2%). Les fractions granulométriques prises en compte pour le suivi du transport (0,5-4 mm) représentent 29% des matériaux déstockés en amont et 66% des dépôts en aval.

Classe granulométrique ¹	Axe b (mm)	Pourcentage massique des matériaux déstockés ² (%)	Pourcentage massique des dépôts de sédiments fins ³ (%)
Argiles et limons	< 0,063	36,3	0,2
Sables très fins	0,063-0,125	6,7	1,2
Sables fins	0,125-0,25	11,0	5,4
Sables moyens	0,25-0,5	14,7	20,7
Sables grossiers	0,5-1	12,7	36,8
Sables très grossiers	1-2	7,8	18,8
Graviers très fins (granules)	2-4	5,7	10,0
Autres graviers plus grossiers	> 4	5,0	7,0

¹ échelle de Wentworth ; ² d'après 81 échantillons de berges sur 26 tronçons incisés ; ³ d'après 34 échantillons de sédiments fins déposés dans les faciès lenticles ensablés

Tableau 16 : distributions granulométriques moyennes des matériaux déstockés au niveau des tronçons incisés et des dépôts de sédiments fins des faciès lenticles. Les lignes grisées correspondent aux trois fractions granulométriques prises en compte pour le traçage par fluorescence

Les incisions ayant débuté entre 1970 et 1990 (*cf.* chap. 2-A, § 3.2.2), le déstockage aurait duré 15 à 35 ans dans la mesure où la plupart des incisions présentaient des traces d'érosions récentes en 2005 (dernière année avant l'inventaire). Cela correspond, pour la fraction 0,5-4 mm, à une **fourniture sédimentaire moyenne comprise entre 79 et 183 m³.an⁻¹**.

2.4.2- Estimation du transport sableux annuel moyen

Le **tableau 17** présente les résultats du suivi du transport solide sur la fraction 0,5-4 mm. Sept crues ont été suivies. La plus faible (0,82 m³.s⁻¹) n'a pas engendré de transport significatif : les distances de transport et la profondeur de la couche active sont largement inférieures à la précision de la méthode utilisée ; la majeure partie des traceurs injectés ont été retrouvés sur leur point d'injection. Parmi les six autres crues, le plus faible débit de pointe (1,54 m³.s⁻¹) est dépassé en moyenne 3% du temps et correspond à une période de retour d'environ 2 mois. Le débit de pointe le plus élevé (20,6 m³.s⁻¹) correspond à une crue quasi-vicennale et à une durée de dépassement de 0,01%. Le débit de pointe de cette crue est probablement surestimé car, lorsque les débits sont élevés, les écoulements à la station hydrométrique de Craponne sont mis en charge (présence d'un pont à quelques mètres en aval de la station), ce qui fausse la relation hauteur d'eau - débit.

Crue	Débit de pointe (m ³ .s ⁻¹)	Durée (h)	Section active totale * (m ²)	Distance moyenne de transport (m)	Volume transporté (m ³)
17/11/2006	3,63	67,30	0,358	79,0	18,7
06/12/2006	0,82	5,8	~ 0,1	~ 3	~ 0,3
08/12/2006	1,54	80,75	0,317	26,3	5,5
15/02/2007	1,80	211,36	0,213	101,3	14,2
30/04/2007	2,44	9,36	0,378	33,1	8,3
07/08/2007	20,6	56,17	0,814	63,2	34,0
26/07/2008	2,33	2,05	0,473	19,3	6,0

* la section active totale doit être multipliée par 0,66 (pourcentage massique de la fraction 0,5-4 mm dans les dépôts) pour le calcul du volume transporté

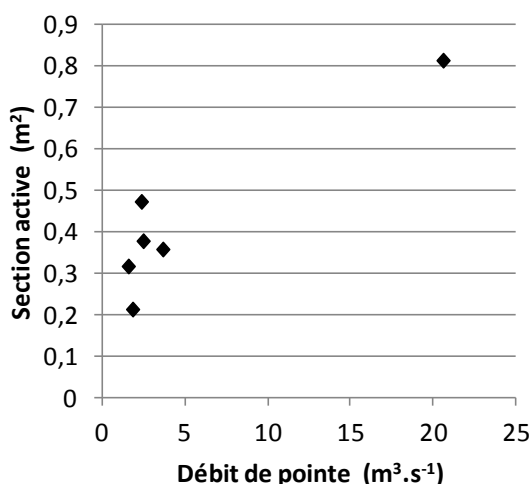
Tableau 17 : résultats du suivi du transport solide par la méthode des chaînes d'érosion et des traceurs fluorescents

De manière générale, la section active augmente avec le débit de pointe (**figure 45a**) et la distance de transport augmente avec le débit de pointe ainsi qu'avec durée de la crue (**figure 45b**). Pour estimer le transport annuel moyen, nous avons donc établi un modèle statistique reposant sur une relation linéaire entre les volumes transportés et le produit du débit de pointe et de la durée de chaque crue ($r^2 = 0,90$; $p = 0,004$; **figure 45c**). Seules les six crues pour lesquelles on dispose d'une estimation fiable des volumes transportés ont été prises en compte (exclusion de la crue du 06/12/2006). La qualité des prédictions est globalement satisfaisante (**figure 45d**), les rapports des volumes prédits sur les volumes mesurés étant compris entre 0,7 et 1,8.

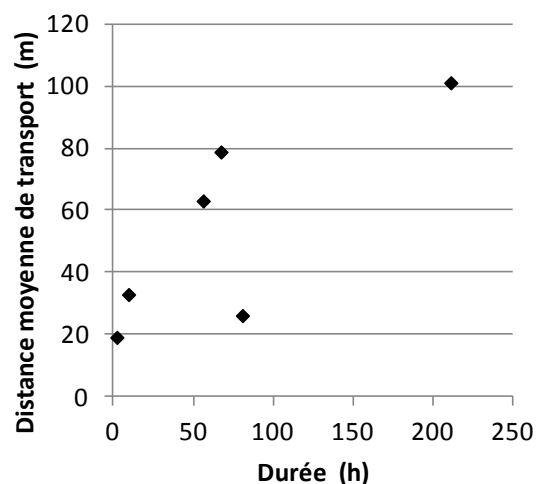
Ce modèle a été appliqué sur la chronique des débits enregistrés à la station de Craponne entre 1970 et 2005. Les volumes transportés par l'ensemble des crues qui ont dépassé 0,5 m³.s⁻¹

durant cette période ont été calculés (690 crues). Le **volume transporté annuel moyen** qui en résulte est égal à **295 m³.an⁻¹**.

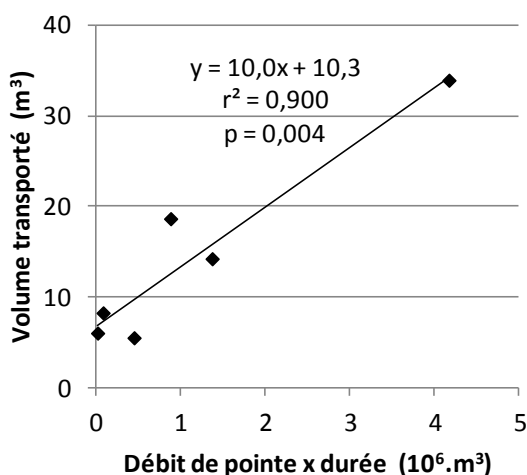
a) relation entre la section active et le débit de pointe des crues



b) relation entre la distance moyenne de transport et la durée des crues



c) modèle établi en fonction du produit débit de pointe – durée



d) qualité des prédictions du modèle

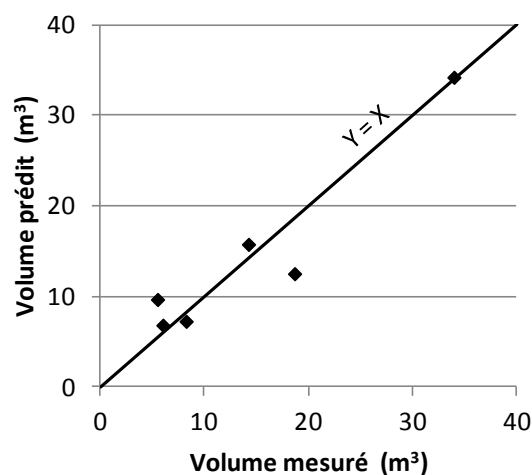


Figure 45 : modélisation des volumes transportés par les crues pour les particules comprises entre 0,5 et 4 mm

2.4.3- Bilan : influence des apports des tronçons incisés sur l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique

Pour la fraction 0,5-4 mm, les **érosions du lit et des berges des tronçons incisés représentent en moyenne 27 à 62% du volume transporté chaque année** par la rivière Yzeron en amont de la confluence avec le ruisseau du Chêne (**tableau 18**). Ce résultat est néanmoins entaché d'une incertitude probablement importante, non quantifiable.

Début des incisions	Durée du déstockage (an)	Vitesse du déstockage ($\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$)	Contribution par rapport au transport annuel moyen *
1970	35	79	27
1990	15	183	62

* estimé à $295 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ par reconstitution des volumes transportés par les crues entre 1970 et 2005

Tableau 18 : contribution de la fourniture sédimentaire des tronçons incisés au transport annuel moyen pour la fraction 0,5-4 mm

La première source d'erreurs est liée à l'évaluation du transport annuel moyen. Bien que la méthode des chaînes d'érosion et des traceurs présente une grande précision lorsqu'il s'agit d'estimer la charge de fond des rivières à graviers (Liébault et Laronne 2008), il est possible que son application pour le suivi de la charge solide fine soit moins fiable. Les mesures des sections actives sont notamment peu précises, les maillons des chaînes d'érosion (2 cm) étant disproportionnés par rapport à la taille des particules suivies. Les volumes transportés par les crues de faible intensité pourraient donc être supérieurs à ce que montrent nos mesures. Les débits pris en compte pour l'estimation des volumes transportés entre 1970 et 2005 (débits supérieurs à $0,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) ne sont dépassés que 19% du temps. Nous n'avons visuellement pas constaté de transport significatif lors des écoulements de basses eaux (absence de rides notamment) mais un faible débit solide en basses eaux et en moyennes eaux pourrait augmenter sensiblement l'estimation du transport annuel moyen. Les distances parcourues par les particules fines sont également relativement importantes, ce qui pourrait entraîner la perte d'une partie des traceurs du fait de l'abrasion de la peinture en surface, et par conséquent une sous-estimation des distances de transport. Au-delà de l'imprécision des mesures sur les crues suivies, l'estimation des volumes transportés entre 1970 et 2005 constitue probablement la plus importante source d'erreur. Bien que la relation statistique utilisée présente une bonne intensité ($r^2 = 0,90$; $p = 0,004$) et une qualité de prédiction satisfaisante (lorsqu'elle est appliquée aux mesures qui ont servi à l'ajuster !), elle repose sur un trop faible nombre de crues pour garantir sa robustesse.

L'estimation du déstockage sédimentaire constitue une seconde source d'erreurs. Les erreurs associées à la détermination des volumes déstockés et de leur composition granulométrique sont probablement mineures. Les volumes ont été estimés à partir d'un grand nombre de levés morphologiques et des relations de géométrie hydraulique (évaluation de la géométrie du lit avant incision) qui présentent une bonne qualité générale (**figure 14b**). Les estimations volumétriques sont donc relativement précises, d'autant plus que les taux d'agrandissement des chenaux incisés sont élevés (11,7 en moyenne). Les analyses granulométriques n'ont porté que sur les berges des tronçons incisés. La proportion de particules grossières ($> 4 \text{ mm}$) déstockées au niveau du lit doit être largement supérieure à celle des berges (5%) mais la proportion des particules fines ($< 0,5 \text{ mm}$) doit également être plus faible. Il est donc difficile de déterminer l'erreur associée à la part relative de la fraction étudiée (0,5-4 mm) mais celle-ci est probablement faible par rapport aux autres incertitudes car une grande partie des volumes déstockés proviennent de l'érosion des berges. En revanche, la datation dendrochronologique des incisions entraîne une forte incertitude sur la vitesse du déstockage. Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre précédent (*cf.* chap. 2-A ; § 3.2.2), les incisions des cours d'eau des Monts du Lyonnais n'ont pas entraîné de réaction dendrochronologique

nette des arbres riverains. Les réactions détectées correspondent exclusivement aux incisions provoquées par l'urbanisation du Plateau Lyonnais. Ces dernières représentent néanmoins les trois quarts des volumes déstockés à l'échelle du bassin versant de l'Yzeron (**tableau 14**). Etant donné la forte croissance démographique observée depuis le début des années 60 (**figure 9**), et l'accélération de la croissance urbaine au début des années 1970 (progressant de 10 à 30% entre 1970 et 1990 ; Radojevic et al. 2002), une grande partie de ces incisions ont probablement débuté bien avant 1990. Sur le bassin étudié, l'incision du ruisseau de la Chaudanne a notamment débuté en 1975 et représente à elle seule 40% du déstockage sédimentaire. La durée moyenne du déstockage est donc vraisemblablement plus proche de 35 ans que de 15 ans, ce qui conduit à attribuer plus de crédibilité à la valeur basse de la vitesse de déstockage ($79 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$).

Pour toutes ces raisons, la contribution des incisions à la fourniture sableuse de l'Yzeron, exprimée en pourcentage du transport annuel moyen, se rapprocherait davantage de 27% et pourrait être légèrement plus faible étant donné les incertitudes sur le transport solide. Néanmoins, ce résultat souligne clairement l'importance relative du déstockage sédimentaire des incisions vis-à-vis de la capacité de transport des tronçons à faible énergie de l'Yzeron.

3- Conclusion

L'influence des conditions hydrauliques naturelles et des contraintes exercées par les ouvrages transversaux avaient déjà été mise en évidence par de nombreux auteurs, et notamment par Maire et Wilms (1986) et Maire et al. (2003) dans les Vosges gréseuses. Sur le bassin versant de l'Yzeron, la pente constitue, à une échelle large, le premier facteur de sensibilité des cours d'eau à l'ensablement car elle détermine les conditions de transport et de dépôt des tronçons. A une échelle plus fine, l'organisation des unités morphodynamiques favorise également le dépôt des sédiments fins dans certains faciès lenticulaires sur les cours d'eau de types B1 et B3. Le transport solide est de plus fortement perturbé par les nombreux seuils artificiels qui diminuent localement la pente de la ligne d'eau. Les plus grands d'entre eux sont anciens et ne peuvent donc pas être responsables d'une augmentation récente de l'ensablement. En revanche, les nombreux seuils en rondins de faible hauteur de chute (**figure 44b**), généralement implantés par l'association locale de pêche pour favoriser la formation de mouilles à l'aval des ouvrages, sont récents et peuvent entraîner un ensablement important sur les tronçons à faible pente.

L'importance des incisions sur le bilan sédimentaire des cours d'eau est également reconnue. Dans le sud de la Californie, Trimble (1997) a notamment montré que l'érosion du lit et des berges de la rivière San Diego Creek (288 km^2) représentait environ deux tiers de la fourniture sédimentaire totale du bassin qui a connu une urbanisation rapide au cours du 20^{ème} siècle. Dans le bassin de l'Yzeron, les incisions s'étendent sur une partie relativement faible du réseau hydrographique (6% environ). Néanmoins, les taux d'agrandissement des chenaux incisés sont considérables (11,7 en moyenne) et les berges érodées sont majoritairement constituées de sables (53% en moyenne). Les incisions constituent donc une importante source de sédiments fins et, malgré les incertitudes relatives aux estimations des volumes annuellement transportés, nos résultats tendent à montrer que ces déstockages représentent un problème majeur par rapport à la faible capacité du système à évacuer ces sédiments. Cela souligne donc le rôle des incisions des ruisseaux de tête de bassin vis-à-vis de l'ensablement des rivières en aval.

Précisons que la nature lithologique du bassin versant de l'Yzeron favorise une forte production sableuse. Les roches sont constituées de gneiss et de granite fortement altérés. La partie nord-est du bassin (secteur de Charbonnières) est notamment caractérisée par une arène granitique épaisse et très sensible aux phénomènes d'érosion. Dans un autre contexte géologique, les incisions n'auraient pas le même impact. Outre leur influence sur la sensibilité des cours d'eau à l'incision et sur la teneur en sables des matériaux déstockés, la nature des roches et des formations superficielles ont pu favoriser en quelque sorte le franchissement d'un seuil géomorphologique (*geomorphic threshold*, Schumm 1973) vis-à-vis de la capacité de transport des cours d'eau. Nous pouvons effectivement supposer que le niveau de la fourniture sableuse par rapport à la capacité de transport maximale de l'Yzeron et de ses principaux affluents est élevé, même en l'absence d'incision. Une augmentation relativement faible de la fourniture sableuse peut alors entraîner l'ensablement des cours d'eau.

Enfin, nous pouvons nous interroger sur l'évolution de la dynamique d'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. L'apparition de nouvelles incisions durant les prochaines décennies est probable étant donné, d'une part, la forte pression urbaine que subissent les communes du Plateau Lyonnais, et, d'autre part, la tendance au développement spontané d'incisions dans les fonds de vallée des Monts du Lyonnais qui ont connu une importante sédimentation au cours des derniers siècles (*cf.* chap. 3-B), du fait de la déprise agricole et du développement d'une couverture végétale permanente (friches et boisements ; **figures 74 et 77**). Les déstockages sédimentaires depuis les cours d'eau de tête de bassin pourraient donc se poursuivre, voire augmenter. La gestion des incisions constitue donc un enjeu majeur pour la préservation ou la restauration des habitats physiques des cours d'eau. A cet effet, nous formulons dans la dernière partie du manuscrit quelques recommandations pour lutter contre les problèmes liés aux incisions et à l'ensablement (*cf.* partie 4).

Partie 3

PERTURBATIONS ANTHROPIQUES ET IMPLICATIONS SUR LA MORPHOLOGIE DES COURS D'EAU

Chapitre 3-A

INFLUENCES DES REJETS URBAINS SUR LA STABILITE DES COURS D'EAU

L'objectif de ce chapitre est de déterminer l'influence des modifications hydrologiques générées par l'urbanisation, et plus particulièrement les rejets urbains (rejets des réseaux d'eau pluviale et déversoirs d'orage), sur la stabilité du lit des cours d'eau. L'analyse se décompose en deux étapes : il s'agit dans un premier temps d'identifier les débits critiques de mise en mouvement des particules du lit, susceptibles de modifier la morphologie du chenal, puis de déterminer en quoi l'évolution hydrologique modifie l'occurrence de ces débits morphogènes.

Les analyses portent principalement sur le tronçon incisé du ruisseau la Chaudanne, qui représente la plus importante incision du bassin versant. Il se situe dans la couronne périurbaine, juste en aval du bourg de Grézieu-la-Varenne. Un second tronçon a également été étudié à titre de témoin sur le ruisseau des Presles dont le bassin versant est à dominante boisée.

1- Mise en mouvement des particules sur un lit à fond mobile : approches méthodologiques et paramètres de contrôle

L'approche la plus répandue pour estimer les conditions de mise en mouvement d'une particule par un écoulement unidimensionnel repose sur l'analyse des forces tractrices (ou contraintes de cisaillement). La plupart des travaux dans le domaine se sont effectivement attachés à déterminer une force tractrice critique τ_c (ou contrainte de cisaillement critique) capable d'initier la mise en mouvement du lit ou d'une particule donnée sur un lit. C'est de cette approche mécanique initiée par du Boys (1879), opposant les forces hydrauliques aux forces d'inertie des particules, que proviennent les principaux modèles rationnels (non empiriques ou semi-empiriques) sur les processus d'entraînement. Alimentée par de nombreuses expériences en laboratoire et en cours d'eau, elle a permis de mettre en évidence les principaux paramètres qui contrôlent la mobilité des particules (taille absolue, taille relative, tri et imbrication des particules, pente et formes de résistance du lit, influences des méthodes employées) et de développer les premiers modèles de transport solide (ex. : du Boys 1879). Certaines études suggèrent néanmoins que le débit unitaire ou la puissance fluviale spécifique peuvent être en pratique des indicateurs plus efficaces pour prédire les conditions critiques de mise en mouvement (Bagnold 1977, Bathurst 1987, Bathurst et al. 1987, Ashmore 1988 d'après Wohl 2000, Ferguson 1994, Rickenmann 1990, Ferguson 2005, Petit et al. 2005, Parker et al. 2011).

Après une brève introduction des concepts de seuil de mise en mouvement et de transport partiel, nous aborderons dans un premier temps les travaux réalisés sur les forces tractrices pour examiner les fondements physiques des modèles établis et souligner les divergences constatées en fonction des méthodes utilisées et des types de chenaux étudiés. Nous présenterons ensuite les particularités de l'approche par les débits unitaires ou les puissances spécifiques, et les relations prédictives de mise en mouvement qui en découlent.

1.1- Définition du seuil de mise en mouvement et transport partiel

La notion de seuil de mise en mouvement, qu'elle soit examinée du point de vue des vitesses, des forces tractrices, des débits ou des puissances, représente une condition hydraulique minimale censée permettre le transport d'une particule d'une taille donnée. Il faut souligner que cette notion est empreinte d'une signification statistique : toute estimation de condition critique correspond à une certaine probabilité de mise en mouvement (Shields 1936, Grass 1970, Gessler 1971, Paintal 1971, Schmidt et Ergenzinger 1992, Buffington et Montgomery 1997). Le seuil de mise en mouvement est donc variable selon que l'on considère le transport de toutes les particules (d'une taille donnée) ou la mise en mouvement d'une seule de ces particules. Petit (1994) dissocie ainsi deux seuils de mise en mouvement (**tableau 19**) :

- un premier seuil qualifié d'initiation du transport correspondant à la mise en mouvement d'une portion significative de particules d'une taille donnée (environ 20% des particules) ;
- un second seuil qualifié de transport généralisé pour lequel la quasi-totalité des particules est mise en mouvement.

La distinction effectuée par Petit (1994) correspond implicitement au concept de transport partiel énoncé par Wilcock et McArdell (1993, 1997). Le transport partiel représente un intervalle de conditions hydrauliques (ex. : forces tractrices) dans lequel une proportion

croissante de particules d'une taille donnée est mise en mouvement. Ces auteurs estiment que la mobilité quasi-complète (90% des particules) d'une fraction granulométrique est obtenue lorsque la force tractrice est environ égale au double de celle qui initie son transport (10% des particules). Ils estiment également que, pour un écoulement donné, les tailles de particules en état de transport partiel présentent un intervalle de 1 à 4 unités de taille (Wilcock et McArdell 1997).

1.2- Les forces tractrices de mise en mouvement

1.2.1- Mise en mouvement sur un lit à granulométrie uniforme : influence de la taille absolue des particules

Shields (1936) a étudié la mise en mouvement de particules sableuses de taille quasi-identique disposées horizontalement sur un chenal rectangulaire à fond plat. Il a montré que l'entraînement des particules pouvait être prédit par une simple relation entre la contrainte adimensionnelle $\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot d}$, couramment appelée paramètre de Shields, et le nombre de

Reynolds particulaire $Re^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \cdot d / \vartheta$ (avec τ : force tractrice exercée sur le lit ; ρ : masse volumique de l'eau ; ρ_s : masse volumique des particules ; g : constante d'accélération gravitationnelle ; d : diamètre des particules ou axe b ; ϑ : viscosité cinématique de l'eau). Cette relation faisant intervenir τ en abscisse et en ordonnée, Yalin (1977) a reformulé les résultats de Shields en fonction du diamètre sédimentologique $d^* = d \cdot \left(g \cdot \frac{\rho_s - \rho}{\rho \cdot \vartheta^2} \right)^{1/3}$ pour établir une relation plus pratique à utiliser. Le diagramme de Shields-Yalin (**figure 46**) permet ainsi de prédire la mise en mouvement d'une particule en fonction de sa taille : en dessous de la courbe critique, les particules sont au repos, et au-dessus elles sont en mouvement.

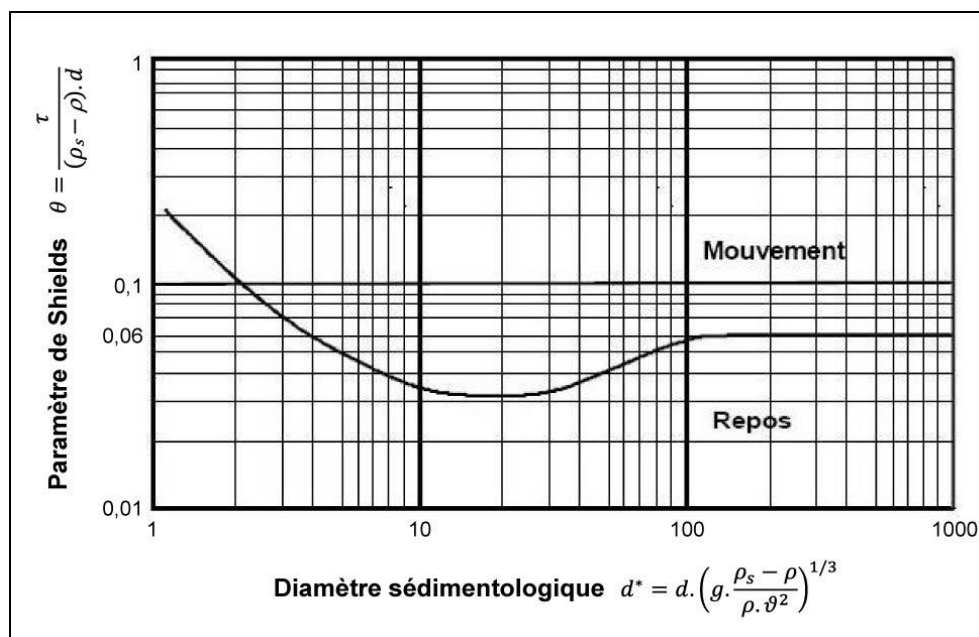


Figure 46 : diagramme de Shields-Yalin pour la mise en mouvement de particules uniformes (modifié d'après Degoutte 2006) ($d^* \approx 25\,200 \cdot d$)

D'après les résultats de Shields (1936), le paramètre critique θ_c pour la mise en mouvement des particules devient sensiblement constant autour de la valeur 0,06 pour les sédiments relativement grossiers ($d > 4$ mm environ) et pour les écoulements turbulents rugueux ($Re^* > 500$ environ), ce qui correspond généralement aux conditions observées dans les cours d'eau à graviers. La force tractrice critique d'une particule de diamètre d correspondrait donc à $\tau_c = 0,06 \cdot (\rho - \rho_s) \cdot g \cdot d$ soit $\tau_c \approx d$ si τ_c et d sont respectivement exprimés en $N \cdot m^{-2}$ et en mm (avec $\rho = 1000 \text{ kg} \cdot m^{-3}$; $\rho_s = 2650 \text{ kg} \cdot m^{-3}$; $g = 9,81 \text{ m} \cdot s^{-2}$). Mais cette valeur a été largement contestée par la suite. Sur des lits expérimentaux uniformes grossiers (sables et graviers), Neill (1968 d'après Carson et Griffiths 1987) obtient notamment la valeur de 0,03 (soit $\tau_c \approx 0,5 \cdot d$). De nombreux auteurs ont également rapporté des valeurs intermédiaires (0,045 à 0,047) sur sédiments uniformes ou peu étendus (homométriques) (Meyer-Peter et Müller 1948 ; Gessler 1971, Miller et al. 1977, Yalin et Karahan 1979, d'après Buffington et Montgomery 1997). Toutes ces estimations représentent en fait une contrainte moyenne pour le déplacement d'un nombre significatif de particules car il est difficile de déterminer précisément le déplacement des premières particules. Les valeurs de θ_c associées aux plus faibles débits solides mesurés par Meyer-Peter et Müller (1948) sont par exemple comprises dans l'intervalle 0,03-0,05, et ces derniers recommandent d'utiliser la valeur 0,03 si l'on considère le début du transport solide.

1.2.2- Mise en mouvement sur un lit à granulométrie étendue : influence de la taille relative des particules

Si l'on considère un mélange de particules de différentes tailles, il devient nécessaire de prendre en compte l'effet de masquage/surexposition lié à la taille relative des particules : les plus grosses particules d'une distribution hétérogène sont davantage exposées aux écoulements qu'elles ne le seraient dans un lit uniforme, ce qui leur confère une plus grande mobilité ; inversement, les particules les plus fines sont masquées par les autres particules et présentent donc une plus forte stabilité. Pour analyser ce phénomène, Parker et Klingeman (1982) et Andrews (1983) ont établi des relations de la forme $\theta_{ci} = a \cdot (d_i/d_{50})^b$ dont l'utilisation s'est généralisée par la suite (avec θ_{ci} : contrainte adimensionnelle d'une particule i ; d_i : diamètre d'une particule i ; d_{50} : diamètre médian du lit). Si $b = 0$, alors le paramètre de Shields est constant et la force tractrice critique d'une particule est fonction de sa taille absolue. Si $b = -1$, alors le paramètre de Shields varie de manière inversement proportionnelle à la taille relative des particules. Dans ce dernier cas, les effets de masquage/surexposition compensent exactement l'influence du gain de poids des particules avec l'augmentation de leur taille, autrement dit toutes les particules du lit sont mobilisées par la même force tractrice.

Ces deux valeurs de l'exposant b représentent donc des tendances opposées :

- entraînement sélectif des particules en fonction de leur taille absolue comme dans le cas de sédiments uniformes ($b = 0$) ;
- mobilité égale d'entraînement (*equal entrainment mobility* ; cf. § 1.2.3.a) qui se traduit par la mise en mouvement des particules pour une contrainte critique sensiblement identique ($b = -1$).

Les valeurs de l'exposant b présentées dans le **tableau 19** suggèrent que les conditions de mise en mouvement se situent souvent entre ces deux tendances extrêmes, et que l'influence de la taille relative des particules est généralement bien plus importante que celle de leur taille absolue. Autrement dit, l'entraînement sélectif des particules persiste en granulométrie

étendue mais avec une moindre influence de la taille absolue que dans le cas des sédiments uniformes compte tenu des effets de masquage/surexposition. Pourtant, dans certains cas, il semblerait que les conditions critiques de mise en mouvement soient quasi-identiques pour la totalité des particules de la distribution (ex. : valeur de -0,94 rapportée par Parker et Klingeman 1982). Dans une synthèse des études de mise en mouvement, Buffington et Montgomery (1997) montrent des valeurs encore plus faibles et parfois inférieures à -1 (Andrews et Erman 1986, Wilcock 1987, 1992, Kuhnle 1993). Il faut souligner qu'à mesure que l'on se rapproche des conditions de mobilité égale, l'incertitude des mesures devient de plus en plus importante vis-à-vis du faible intervalle de contraintes critiques (Wilcock 1992), si bien que l'exposant b peut être mal évalué. Ces deux tendances opposées sont expliquées par des différences tant au niveau des méthodes utilisées (§ 1.2.3.a et 1.2.3.c) qu'au niveau de la distribution granulométrique des sédiments étudiés (§ 1.2.4.a).

1.2.3- Influences des méthodes employées

Les divergences constatées par les travaux présentés ci-avant, tant au niveau des forces tractrices moyennes permettant la mise en mouvement de tout ou partie des particules qu'au niveau de la mobilité relative des différentes fractions granulométriques composant le lit (entre entraînement sélectif et mobilité égale), sont liées en grande partie aux différentes méthodes mises en œuvre.

a) Choix du seuil de mise en mouvement

Précisons que le terme de mobilité égale renvoie à deux notions indépendantes mais rarement différenciées dans la littérature. Sur la rivière Oak Creek, Parker et al. (1982) et Parker et Klingeman (1982) ont montré que la composition granulométrique de la charge de fond était similaire à celle du substrat (sous la couche de pavage) lorsque les conditions hydrauliques étaient suffisantes pour déstabiliser la couche de pavage. Dans certaines conditions, toutes les tailles sont donc transportées avec la même efficacité et cette constatation a conduit les auteurs à fonder la théorie de mobilité égale. Parker et Klingeman (1982) supposent en fait qu'une couche de pavage persiste durant les crues de manière à permettre l'égale mobilité des particules en surexposant les plus grossières et en sous-exposant les plus fines. Kuhnle (1992) a introduit plus tard une distinction fondamentale. Il a différencié le concept de mobilité égale d'entraînement (*equal entrainment mobility*) qui correspond à la mise en mouvement de toutes les tailles de particules pour une même force tractrice, et celui de mobilité égale de transport (*equal transport mobility*) pour lequel le débit solide de chaque fraction granulométrique est proportionnel à son abondance relative dans le lit. Le premier cas de figure (*equal entrainment mobility*) concerne directement les conditions de mise en mouvement des particules alors que la mobilité égale initialement décrite par Parker et al. (1982) représente en fait le second concept (*equal transport mobility*). Par ailleurs, ce dernier a été largement débattu dans les années 80. Un consensus s'est depuis établi autour de l'idée que le transport solide approche cette mobilité égale pour des forces tractrices élevées mais qu'il reste au moins partiellement sélectif lorsque les conditions hydrauliques sont relativement proches (et environ jusqu'au double) des conditions critiques de mise en mouvement (Ashworth et Ferguson 1989, Parker 1990, Wilcock 1992, d'après Ferguson 1994 ; Komar et Shih 1992 d'après Reid et al. 1997 ; Kuhnle 1992 ; Wilcock et McArdell 1993, 1997 ; Lenzi et al. 1999 ; Marion et Weirich 2003).

Méthode ¹	Coefficients		$d_{50}^{(2)}$ (mm)	Type de chenal ³	Source
	<i>a</i>	<i>b</i>			
<i>Largest Grain (LP)</i>	0,059	-0,70	21,3	nat.	Wathen et al. (1995) ⁴
	0,049	-0,69	21	nat.	Ashworth et al. (1992) ⁴
	0,46	-0,68	2,2 *	nat.	Batalla et Martin-Vide (2001)
	0,025	-0,60	15,5	nat.	Hammond et al. (1984) ⁴
	0,039	-0,82	62	nat.	Komar et Carling (1991) ⁴
	0,149	-0,40	91		
	0,143	-0,50	84	nat.	Lepp et al. (1993) ⁴
	0,155	-0,47	114		
	0,074	-0,87	72		
	0,078	-0,88	77	nat.	Ferguson (1994)
	0,061	-0,89	nr		
	0,070	-0,78	106	nat.	Ferguson (1994)
	0,047	-0,69	75	nat.	Ferguson (1994)
	0,047	-0,88	73	nat.	Ferguson et al. (1989) ⁴
	0,07	-0,55	104	nat.	Marion et Weirich (2003)
	0,205	-0,72	119	nat.	
	0,288	-0,68	67	nat.	Mao et al. (2008)
<i>Reference Transport (RT)</i>	0,086	-0,90	21,3	nat.	Wathen et al. (1995) ⁴
	0,061	-0,79	24	nat.	Ashworth et al. (1992) ⁴
	0,20	-0,92	2,2 *	nat.	Batalla et Martin-Vide (2001)
	0,035	-0,94	54	nat.	Parker et Klingeman (1982)
	0,072	-0,65	50	nat.	Ashworth et Ferguson (1989) ⁴
	0,054	-0,67	57,5	nat.	Ashworth et Ferguson (1989) ⁴
	0,087	-0,92	69	nat.	Ashworth et Ferguson (1989) ⁴
	0,028	-0,45	2,6	exp.	Wilcock et McArdeU (1993) ⁴
<i>Visual detection</i>	0,058	-0,66	12,8 *	exp. (1)	
	0,049	-0,68	19,6 *	exp. (2)	Petit (1994)
	0,047	-0,73	24,2 *	exp. (3)	initiation du transport ⁵
	0,045	-0,81	39,2 *	exp. (4)	
	0,076	-0,76	12,8 *	exp. (1)	
	0,068	-0,74	19,6 *	exp. (2)	Petit (1994)
	0,074	-0,80	24,2 *	exp. (3)	transport généralisé ⁵
	0,054	-0,89	39,2 *	exp. (4)	
	0,190	-0,58	119	nat.	
	0,201	-0,79	67	nat.	Mao et al. (2008)

¹ méthode pour déterminer la taille des particules mobilisées pour un écoulement donné (§ 1.2.3.c) ; ² diamètre médian de surface, à l'exception des valeurs en italiques marquées d'un astérisque qui correspondent au diamètre médian mixte (surface et subsurface) ; ³ chenal naturel ou expérimental ; ⁴ d'après Buffington et Montgomery (1997) ; ⁵ l'initiation du transport correspond à la mise en mouvement d'une portion significative de particules (environ 20%), le transport généralisé correspond à la mise en mouvement de la quasi-totalité des particules

Tableau 19 : relations de la forme $\theta_{ci} = a. (d_i/d_{50})^b$ obtenues sur lits à granulométrie étendue

L'influence de la taille relative est donc en partie dépendante des conditions hydrauliques observées, et, par conséquent, de la définition du seuil de mise en mouvement adopté pour estimer la force tractrice critique (cf. § 1.1). On remarque notamment que les valeurs des coefficients a et b observés par Petit (1994) montrent une nette différence (**tableau 19**) selon que l'on considère l'initiation du transport ou le transport généralisé. Les valeurs de a associées au transport généralisé sont en moyenne 36% plus élevées que celles de l'initiation du transport, reflétant très grossièrement l'intervalle des forces tractrices nécessaires à la mise en mouvement des particules. Les coefficients b sont également différents. Dans le cas du transport généralisé, les valeurs tendent à se rapprocher davantage de -1, ce qui est cohérent avec le constat évoqué ci-dessus que l'on se rapproche de la mobilité égale de transport lorsque les conditions hydrauliques augmentent. Lorsque l'on s'intéresse à la mise en mouvement des premières particules, l'influence de leur taille absolue reste en revanche importante (coefficients b plus élevés) bien qu'elle soit moindre que dans le cas des sédiments uniformes.

b) Mesure et estimation des forces tractrices

La force tractrice totale τ est la somme de deux composantes :

- une force tractrice dite efficace τ' (*grain shear stress*) qui s'applique aux particules du lit ;
- une force tractrice τ'' (*form drag* ou *bedform shear stress*) liée aux irrégularités du chenal (dunes, séquences seuil-mouille, courbes, végétation, embâcles, blocs en saillie...) qui dissipent une partie de l'énergie des écoulements sous forme de turbulence.

Seule la première composante participe à la mise en mouvement et au transport de la charge solide. La dispersion des valeurs du paramètre adimensionnel de Shields rapportées dans la littérature s'explique en partie par la non-prise en compte des formes de résistance du lit qui conduit à des surestimations d'autant plus fortes que celles-ci sont importantes (Petit 1990, 1994, Buffington et Montgomery 1997). Selon Andrews (1983 d'après Carson et Griffiths 1987), la méthode utilisée par Shields (1936) aurait de cette manière surestimé le paramètre θ_c . Les expériences de Shields ont consisté à mesurer le débit solide pour différentes forces tractrices puis à extrapoler la force tractrice critique pour un débit solide nul. La valeur élevée de 0,06 intégrerait donc une partie des forces dissipées par les ondulations de fond qui se développent lorsque les particules sableuses sont en mouvement. La valeur de 0,046 rapportée par Gessler (1971 d'après Buffington et Montgomery 1997) correspond d'ailleurs à une réinterprétation des résultats de Shields (1936) corrigés pour s'affranchir des formes du lit et des effets de parois (*sidewall effect*).

À partir d'une compilation de mesures hydrauliques à pleins bords, Parker et al. (2007 d'après Lamb et al. 2008) ont estimé que la force tractrice dissipée par les formes du lit représentait généralement 21 à 57% de la force tractrice totale dans les cours d'eau à graviers. La perte d'énergie liée aux résistances du lit peut encore dépasser 80% en présence de bois mort dans le chenal (Lamb et al. 2008). Malheureusement, la force tractrice efficace est difficilement mesurable en cours d'eau. Petit (1990) montre que les relations empiriques visant à exprimer τ' en fonction d'un paramètre n' , R' , ou I' associé à la seule résistance des particules (Laursen 1958 d'après Petit 1990, Richards 1982) conduisent à des sous-estimations (n' , R' , ou I' représentent respectivement les valeurs du coefficient de rugosité de Manning n , du rayon hydraulique R et de la pente I corrigées pour ne tenir compte que de la part de τ' sur τ). La force tractrice efficace peut également être évaluée à partir de la vitesse de frottement à

proximité du fond du lit $u^* = \sqrt{\rho \cdot \tau^*}$ que l'on détermine grâce à des profils de vitesse (Bravard et Petit 1997). Les estimations de la force tractrice τ^* (force tractrice à proximité du lit) sont alors proches de la force tractrice efficace τ' (Petit 1990) mais elles sont difficiles à réaliser.

De plus, les estimations de force tractrice pour un écoulement donné représentent généralement une valeur moyenne dans l'espace (sur la largeur du lit) et dans le temps alors que la variabilité latérale des forces tractrices locales est très forte (Wilcock et al. 1996a, Lamarre et Roy 2005) et que les forces tractrices instantanées fluctuent continuellement sous l'effet de la turbulence (Buffin-Bélanger et al. 2000, Kleinhans et van Rijn 2002). La force tractrice totale moyenne s'exerçant sur les parois du lit est exprimée par la relation $\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot \sin\beta$ (avec β : angle du fond du chenal avec l'horizontale) et elle est généralement calculée à partir des formules $\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot I$ ($\sin\beta \approx \tan\beta = I$ pour les pentes faibles et modérées) ou $\tau = \rho \cdot g \cdot h \cdot I$ (avec h : hauteur d'eau ; $h \approx R$ pour les chenaux présentant un rapport largeur/profondeur élevé). Les valeurs les plus faibles du paramètre de Shields sont généralement issues de ces deux dernières méthodes de calcul qui tendent à sous-estimer les forces tractrices locales qui s'exercent au site d'entraînement des particules (Carson et Griffiths 1987, Wilcock et al. 1996a).

c) Evaluation de la taille des particules mobilisées

Selon Wilcock (1988, 1992), les deux principales méthodes utilisées pour déterminer la taille des particules mobilisées pour un écoulement donné produisent de manière systématique des résultats contradictoires (**figure 47**) vis-à-vis de la mobilité relative des particules d'une distribution :

- les observations réalisées à partir de la méthode Largest Grain (LG), qui repose sur la taille maximale des particules collectées dans des échantillons de charge solide (généralement avec un préleveur de type Helley-Smith), indiquent une évolution de τ_c avec la racine carrée de l'axe b des particules qui accredit la théorie de l'entraînement sélectif ;
- les résultats issus de la méthode Reference Transport (RT), qui consiste à mesurer le débit solide de chaque fraction granulométrique pour différents écoulements puis à l'extrapoler à une valeur de référence très faible (ou nulle), ne montrent pratiquement pas de variations de τ_c , ce qui correspond à la théorie de la mobilité égale d'entraînement.

Or la première méthode (LG) présente des limites considérables (Wilcock 1988) :

- problème d'échantillonnage (1^{er}) : des sédiments plus grossiers que ceux prélevés dans les échantillons de charge solide doivent être présents sur le lit, (sinon on risque d'associer à la plus grande particule collectée une force tractrice élevée nettement supérieure à sa force tractrice critique), or cette condition n'est pas toujours satisfaite ;
- problème d'échantillonnage (2^{ème}) : les grandes particules ont une faible probabilité d'être prélevées si bien que les échantillons peuvent ne pas contenir les plus grandes particules du lit même si les conditions critiques pour permettre leur entraînement sont dépassées. Donc si la masse de certains échantillons est insuffisante pour donner une probabilité égale aux particules d'être prélevées d'un échantillon à un autre, les comparaisons entre échantillons sont faussées. Wilcock (1992) montre que le diamètre des plus grandes particules est mieux corrélé avec

la masse de l'échantillon qu'avec la force tractrice du lit, si bien que la relation entre taille de particule et force tractrice critique est en fait au moins partiellement liée à cet effet de taille. Il est en théorie possible de s'affranchir de ce problème. Dans le cas d'échantillons prélevés au Helley-Smith, on peut par exemple échantillonner plus longtemps pour les faibles débits de manière à obtenir une masse d'échantillon égale. Mais en pratique cela soulève des problèmes méthodologiques importants (durée excessive des prélèvements, section d'entrée du préleveur démesurée, anticipation difficile des conditions opératoires en fonction des volumes transportés) ;

- problème d'échelle : même si on s'affranchit du problème précédent, les fractions granulométriques ne sont pas comparables entre elles au sein d'un même échantillon. Pour devenir comparables, les observations devraient être effectuées sur un même nombre de particules par fraction granulométrique alors que les particules fines sont largement surreprésentées dans chaque échantillon.

Ces problèmes d'échelle et d'échantillonnage entraînent des relations $\theta_{ci} = a \cdot (d_i/d_{50})^b$ moins descendantes que la réalité. Or c'est bien dans ce sens que diffèrent les résultats de cette méthode par rapport à la seconde (Wilcock 1988). Si l'on compare les références du **tableau 19** utilisant ces deux méthodes sur un même jeu de données (3 premières lignes de chaque méthode), on remarque effectivement que l'exposant b passe respectivement de -0,7, -0,69, et -0,68 à -0,90, -0,79, et -0,92 (Wathen et al. 1995, Ashworth et al. 1992, Batalla et Martin-Vide 2001). Wilcock (1992) considère que les biais associés à la méthode LG entraînent des erreurs systématiques, importantes et non quantifiables dans l'estimation des forces tractrices critiques pour une fraction granulométrique donnée. Il en conclut que cette méthode est inappropriée pour déterminer la compétence d'un écoulement dans une approche fractionnelle (*size-by-size*).

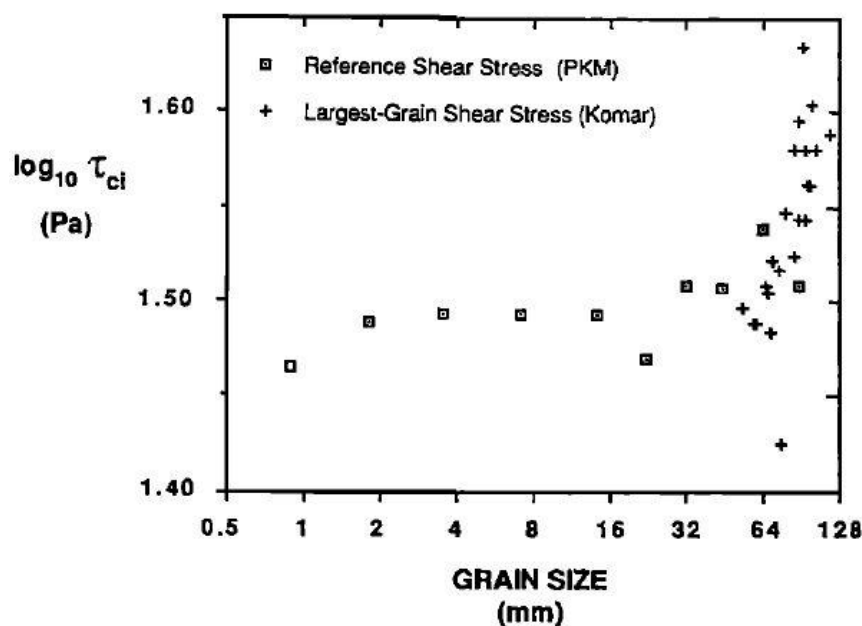
La seconde méthode (RT) présente selon Wilcock (1988) des limites plus acceptables :

- elle est moins sensible à l'absence ou à la présence d'une très grande particule dans les échantillons car les débits solides de chaque fraction granulométrique sont exprimés en pourcentage du débit solide total et standardisés en fonction de la proportion de chaque fraction dans les sédiments du lit ;
- il est possible d'assurer la comparabilité des résultats en choisissant comme seuil de mise en mouvement un débit solide adimensionnel (standardisé en fonction du pourcentage de chaque fraction) comparable d'une fraction granulométrique à une autre et, si possible, d'une étude à l'autre ;
- les résultats sont néanmoins très sensibles au choix de la méthode d'extrapolation et du débit solide adimensionnel de référence (Buffington et Montgomery 1997).

Une limite supplémentaire de la méthode RT peut être avancée. Comme l'ont montré Parker et al. (1982) et Parker et Klingeman (1982), la charge solide présente la même composition granulométrique que le lit lorsque les conditions hydrauliques sont suffisantes pour déstabiliser la couche de pavage. Or, dans ces conditions, l'extrapolation du débit solide adimensionnel (standardisé par la proportion de chaque fraction granulométrique dans le lit) vers une valeur nulle ou une valeur de référence donnera systématiquement une contrainte critique de mise en mouvement identique pour toutes les tailles de particules considérées. Les mesures effectuées pour des écoulements intenses faussent donc les relations entre force tractrice et taille des sédiments, dans la mesure où elles ne sont pas représentatives des conditions au début de l'entraînement des particules. Comme nous l'avons évoqué plus haut, la dispersion des valeurs de b recensées dans la littérature (**tableau 19**) pourrait être liée en

partie aux différentes conditions hydrauliques observées par les auteurs et la méthode RT est plus sensible à ce biais. On remarque notamment que les valeurs des coefficients a calculées par Wathen et al. (1995) et Ashworth et al. (1992) sont nettement plus élevées dans le cas de la méthode RT. En revanche, ce n'est pas le cas des relations établies par Batalla et Martin-Vide (2001) qui précisent néanmoins que la faible efficacité de piégeage de leur préleveur pourrait être à l'origine d'une surestimation des conditions critiques de mise en mouvement pour les particules grossières (et donc à l'origine d'une valeur élevée du facteur a dans la relation obtenue par la méthode LG).

En définitive, l'importance du phénomène d'entraînement sélectif est nettement surestimée par la méthode LG et la méthode RT, bien que réputée plus fiable, tend à favoriser la théorie de la mobilité égale. De plus, comme le soulignent Batalla et Martin-Vide (2001), les résultats obtenus par la méthode RT montrent tout de même une dépendance faible mais significative à la taille des particules (**tableau 19**). La **figure 47** proposée par Wilcock (1988) permet de comparer visuellement les relations entre force tractrice critique et taille de particules obtenues sur Oak Creek par ces deux méthodes. On remarque que les points de la méthode RT (*Reference Shear Stress* sur la **figure 47**) correspondant aux plus grandes tailles de particules semblent révéler une légère augmentation des contraintes critiques. Cette tendance est également observée par Shvidchenko et al. (2001) sur une compilation de mesures réalisées par cette méthode sur 16 cours d'eau et lits expérimentaux. Or les relations établies grâce à la méthode LG (*Largest Grain Shear Stress* sur la **figure 47**) ne reposent que sur les plus grandes particules. La comparabilité des observations effectuées par les deux méthodes n'est donc pas garantie (Wilcock 1988, Buffington et Montgomery 1997) et on peut émettre l'hypothèse qu'il n'existe pas de relation simple ou unique entre diamètre et force tractrice critique selon les fractions considérées. Les résultats de Andrews (1983 d'après Petit 1994), Kuhnle (1993 d'après Buffington et Montgomery 1997) et Patel et al. (2009) suggèrent notamment que la mobilité des particules deviendrait totalement sinon très fortement dépendante de leur taille pour les fortes valeurs de d_i/d_{50} .



d) Evaluation de la composition granulométrique des sédiments et choix du diamètre de référence

Dans le cas d'une mobilité égale d'entraînement, la mise en mouvement d'un mélange de sédiments ne dépend que de sa taille « moyenne » (Wilcock et Southard 1988, Wilcock 1993) et une taille de référence devrait permettre d'estimer la force tractrice critique entraînant le transport de toutes les fractions granulométriques du lit. Wilcock (1992, 2009) propose d'estimer la mise en mouvement globale du lit à partir du diagramme de Shields appliqué au diamètre médian (d_{50}) de subsurface lorsque l'étendue granulométrique des sédiments n'est pas trop importante. Certains travaux suggèrent en effet que la force tractrice critique d'un sédiment uniforme constitue une estimation raisonnable du seuil de mise en mouvement du diamètre médian de même taille dans un lit modérément hétérogène (Wilcock 1992, Petit 1994, Shvidchenko et al. 2001, Kleinhans et van Rijn 2002, Marsh et al. 2004). D'autres auteurs soulignent au contraire la variabilité des valeurs de θ_{c50} et leur non-conformité avec les valeurs estimées à partir du diagramme de Shields-Yalin (Buffington et Montgomery 1997, Sarker et al. 2006, Patel et al. 2009).

Buffington et Montgomery (1997) mettent notamment en évidence le fait que les valeurs de θ_{c50} estimées pour les diamètres médians de subsurface sont systématiquement plus élevées que les valeurs basées sur les particules de surface. Ce constat est évident compte tenu du phénomène de pavage ou d'armure inhérent aux cours d'eau à graviers mais il permet d'expliquer une partie de la dispersion des valeurs du paramètre de Shields proposées dans la littérature. Celles-ci sont difficilement comparables car elles font référence selon les cas à la granulométrie de surface, de subsurface ou encore à une granulométrie mixte dans le cas des lits expérimentaux. Par exemple, la valeur moyenne de 0,045 proposée par Komar (1987) et fréquemment citée correspond en fait à une réinterprétation de trois valeurs individuelles comprises entre 0,021 et 0,027 et calculées à l'origine pour le diamètre médian des particules en surface (Milhous 1973, Carling 1983, Hammond et al. 1984, d'après Buffington et Montgomery 1997). Les relations présentées dans le **tableau 19** ont essentiellement été établies pour la granulométrie de surface, à l'exception de celles de Petit (1994) et Batalla et Martin-Vide (2001). Pourtant, on observe encore une forte dispersion des valeurs du coefficient a , qui correspond au paramètre de Shields appliqué au d_{50} (θ_{c50}), même lorsque la valeur de b suppose une mobilité quasi-égale.

Dans la pratique, l'étude des conditions critiques de mise en mouvement a souvent pour objectif de caler les équations de débits solides. Cela a conduit de nombreux auteurs à se baser sur la distribution granulométrique de subsurface qui est représentative de la charge de fond en transit (Milhous 1973, Parker et al. 1982, Parker et Klingeman 1982). Néanmoins, la mise en mouvement du lit dépend davantage de la mobilité des particules de surface (Milhous 1973, Bathurst et al. 1987, Buffington et Montgomery 1997, Batalla et Martin-Vide 2001) du fait du rôle fondamental de l'armure observée sur la plupart des cours d'eau (Bravard et Petit 1997, Whiting et King 2003 d'après Rollet 2007). Parker et al. (2008 d'après Wilcock et al. 2009) proposent de diviser par 2 les valeurs de la courbe de Shields (1936) pour qu'elles deviennent applicables au diamètre médian de la couche de surface lorsque la granulométrie est déterminée par un échantillonnage surfacique de type Wolman (*pebble count* ou *grid sampling*). Pour des particules grossières (ex. : lits de graviers), cela revient donc à appliquer la valeur $\theta_c = 0,03$ obtenue par Neill (1968) sur sédiments uniformes (soit $\tau_c \approx 0,5 \cdot d$ si τ_c et d sont respectivement exprimés en $N \cdot m^{-2}$ et en mm).

Plusieurs auteurs recommandent des valeurs similaires sinon légèrement plus élevées pour les sédiments hétérogènes :

- 0,03 selon Meyer-Peter et Müller (1948), Elliott et Hammack (2000 d'après Elliott 2002) et Wu et al. (2000) ;
- 0,03 pour un intervalle de pente 0,001-0,06 selon Mueller et al. (2005) ;
- 0,031 selon Andrews (1984 d'après Auble et al. 2009) ;
- 0,035 pour les mélanges faiblement sableux selon Wilcock et al. (2001) et Wilcock et Kenworthy (2002) ;
- 0,035 pour la déstabilisation de la couche de surface selon Milhous (2009) ;
- 0,0386 appliqué à la moyenne géométrique des particules selon Parker (1990) ;
- 0,03 pour un débit solide mesurable des graviers et 0,035 pour l'érosion de la couche de surface du lit selon Wilcock et al. (1996).

Enfin, Petit (1994) propose d'utiliser le d_{90} de subsurface pour établir les relations de type $\theta_{ci} = a \cdot (d_i/d_{90})^b$ car il rendrait mieux compte de la microtopographie du lit et de sa rugosité. Il s'appuie notamment sur les observations de Reid et Frostick (1984, 1986, d'après Petit 1994) qui suggèrent que le transport généralisé de la charge de fond d'une rivière à graviers nécessite d'atteindre une force tractrice suffisante pour déplacer les plus grandes particules du lit (d_{90} de la charge de fond qui est très proche de celui de subsurface). Les particules grossières sont probablement déterminantes de la stabilité générale du lit car elles favorisent l'imbrication des particules et participent à la formation d'amas de particules (*clusters*) (Petit 1994). Meyer-Peter et Müller (1948) montrent également que cette même taille de particule (d_{90} de subsurface) décrit bien la rugosité du lit et le contrôle qu'elle exerce sur le transport solide. Mais il faut souligner que le d_{90} de subsurface est souvent équivalent aux diamètres moyen ou médian en surface (Strickler 1923, Müller 1943, d'après Meyer-Peter et Müller 1948).

1.2.4- Variabilité des conditions de mise en mouvement entre les cours d'eau ou tronçons de cours d'eau

a) Influence de la distribution granulométrique des sédiments

De nombreux travaux ont suggéré ou démontré l'influence de la distribution granulométrique des sédiments sur les conditions de mise en mouvement (Bathurst 1987, Buffington et al. 1992, Kuhnle 1992, Wilcock 1993, Wu et al. 2000, Shvidchenko et al. 2001, Wilcock et al. 2001, Wilcock et Kenworthy 2002, Wu et Yang 2004, Mueller et al. 2005, Sarker et al. 2006, Curran 2007, Patel et al. 2009, Wilcock et al. 2009). Celle-ci affecte à la fois l'ordre de grandeur des contraintes critiques de l'ensemble des particules et la mobilité relative de chaque fraction granulométrique (entre entraînement sélectif et mobilité égale).

Selon Buffington et al. (1992), les angles de friction entre particules sont plus faibles lorsque les sédiments sont peu triés, ce qui se traduit par des seuils de mise en mouvement plus faibles (Buffington et al. 1992). D'après Shvidchenko et al. (2001), la forme de la distribution explique également la dispersion des valeurs du paramètre de Shields pour une même taille relative de particule (même valeur de d_i/d_{50}). Ils ne parviennent pas à dissocier l'effet du tri, de la dissymétrie ou de la bimodalité des sédiments, mais ils remarquent que plus l'indice de tri (*geometric standard deviation*) est élevé (faible tri), moins l'effet de masquage/surexposition est important et plus les particules sont soumises à un entraînement sélectif.

Ces deux dernières tendances sont largement accentuées dans le cas des distributions bimodales à forte teneur en sables (Kuhnle 1992, Wilcock 1993). Wilcock (1993) propose un indice de bimodalité $B = \sqrt{D_g/D_f} \cdot \sum P_i$ pour prendre en compte cette caractéristique des sédiments (avec D_g : mode granulométrique grossier ; D_f : mode granulométrique fin ; $\sum P_i$: somme des pourcentages massiques des deux classes modales, l'amplitude des classes représentant un intervalle de $\frac{1}{4}$ d'unité Φ). Il met en évidence une valeur seuil de $B \approx 1,7$ qui permet de distinguer :

- les sédiments unimodaux (ou faiblement bimodaux) très proches des conditions de mobilité égale et dont la mise en mouvement dépend de la taille moyenne des particules ;
- les sédiments fortement bimodaux caractérisés par un intervalle important des conditions critiques de mise en mouvement qui révèle une tendance à l'entraînement sélectif. Ses résultats suggèrent également des valeurs moyennes des forces tractrices critiques plus faibles pour les sédiments bimodaux.

Les distributions bimodales sont généralement constituées d'un mode graveleux et d'un mode sableux (Kuhnle 1992, Wilcock et al. 2009). Jackson et Beschta (1984) puis Ikeda et Iseya (1988) avaient déjà constaté que, à force tractrice égale, l'addition de sables sur un lit de graviers pouvait favoriser la mise en mouvement des graviers et augmenter leur débit solide (d'après Wilcock et al. 2001). Par la suite, Wilcock et al. (2001), Wilcock et Kenworthy (2002) et Curran (2007) ont montré que le transport de l'ensemble des fractions granulométriques était contrôlé par la proportion de sables à la surface du lit : à mesure que celle-ci augmente, la stabilité de toutes les particules (sables et graviers) diminue, et le débit solide des graviers augmente de plusieurs ordres de grandeur quand bien même leur proportion dans le lit diminue. D'après Wilcock et Kenworthy (2002), l'augmentation des débits solides est plus importante lorsque la part de sables progresse de 10 à 30% environ (pourcentage massique). Cet intervalle correspond à la transition d'un lit imbriqué (*framework-supported* ou *clast-supported*), où les graviers sont en contact étroit, à un lit composé d'une matrice sableuse (*matrix-supported*) dans laquelle les particules grossières sont dispersées (Wilcock et Kenworthy 2002, Wilcock et al. 2009).

Wilcock (1998, 2009) et Wilcock et Kenworthy (2002) ont formalisé leurs résultats dans un modèle de transport solide qui intègre un critère de mise en mouvement différencié pour deux fractions (sableuse et graveleuse) en fonction de la proportion de sables (**figure 48**). Cette approche consiste donc à appliquer la théorie de la mobilité égale d'entraînement à deux sous-ensembles de la distribution. Selon ce modèle, le paramètre adimensionnel critique de Shields correspondant aux graviers ($> 2\text{mm}$) passe de 0,04-0,045 à 0,01 environ (appliqué au d_{50} de subsurface) lorsque la part de sables augmente, avec une transition brutale entre 10 et 30% de sables. L'évolution de la force tractrice critique pour la fraction sableuse est plus complexe car elle dépend également du rapport de taille entre les deux fractions. Plus celui-ci est important, plus les particules sableuses sont protégées par les graviers si bien que le paramètre critique de Shields peut atteindre des niveaux très élevés. Et lorsque la part de sables devient majoritaire, il diminue jusqu'à une valeur constante identique aux graviers (environ 0,01 ; **figure 48**).

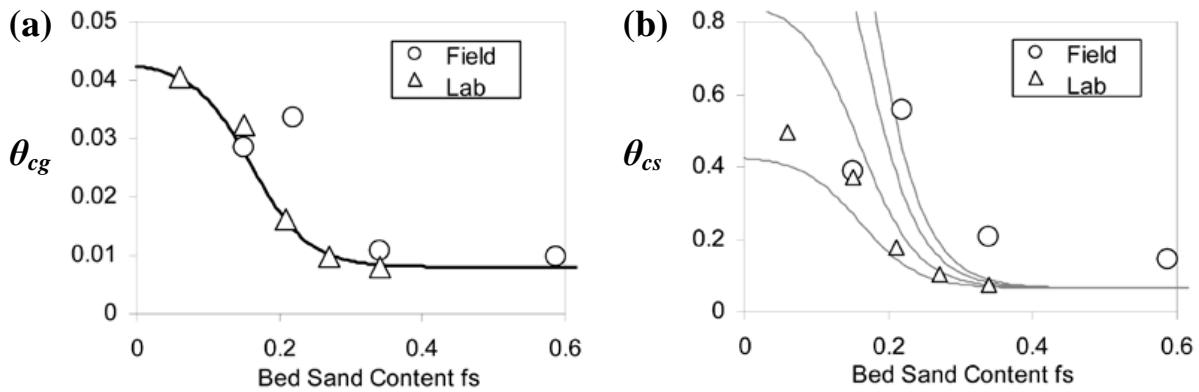


Figure 48 : évolution du paramètre adimensionnel critique de Shields pour les fractions graveleuses (a) et sableuses (b) en fonction du pourcentage de sables sous la surface du lit (Wilcock et al. 2009)

Les courbes en (b) correspondent de gauche à droite à un rapport de taille croissant entre la fraction graveleuse et la fraction sableuse (D_g/D_s égal à 10, 20, 35 et 50)

b) Influence de la pente du lit et de la taille des cours d'eau

Shvidchenko et al. (2001) ont mis en évidence l'effet de la pente sur des lits expérimentaux sablo-graveleux : pour une force tractrice donnée, les particules sont plus stables lorsque la pente augmente. Cette relation est contraire à la plupart des modèles théoriques de transport solide qui prédisent une stabilité plus faible lorsque la pente augmente du fait de l'augmentation de la composante vers l'aval de la force de pesanteur (Lamb et al. 2008). Ce résultat, déjà observé sur sédiments uniformes (Neill 1967 d'après Lamb et al. 2008, Shvidchenko et Pender 2000 d'après Shvidchenko et al. 2001, Pender et al. 2007), a pourtant été confirmé par la suite sur la base d'un très grand nombre de données obtenues en laboratoire et en cours d'eau (Mueller et al. 2005, Recking 2006, Lamb et al. 2008 - **figure 49**, Recking 2008, Parker et al. 2011). On retrouve à peu près le même exposant (0,24-0,28) dans les relations de type puissance entre le paramètre de Shields et la pente du lit (**tableau 20**).

Source	Formule	Type de lit	Pente ^b (%)	d_{50} (mm)	Corrections ^c
Shvidchenko et al. (2001) ^a	$\theta_{c50} = 0,6 \cdot A^{-1} \cdot I^{0,278}$	exp./nat.	0,1-7	1-124	effets de paroi et formes de résistance
Mueller et al. (2005)	$\theta_{c50} = 2,18 \cdot I + 0,021$	nat.	0,03-5,1	22-207	aucune
Lamb et al. (2008)	$\theta_{c50} = 0,15 \cdot I^{0,25}$	exp./nat.	0,03-20	2,6-207	partielle vis-à-vis des effets de paroi
Recking (2008)	$\theta_{c50} = 0,13 \cdot I^{0,24}$	exp./nat.	0,1-9	?	?
Parker et al. (2011)	$\theta_{ci} = 0,19 \cdot I^{0,28}$	exp.	0,15-2,87	6-11,5	aucune

^a $A = 4,6 - 1,1 \cdot (\log(d_{50}))^3 + 4,8 \cdot (\log(d_{50}))^2 - 5 \cdot \log(d_{50})$; ^b la pente est exprimée en $m \cdot m^{-1}$ dans les équations; ^c corrections éventuelles pour l'évaluation des forces tractrices critiques efficaces

Tableau 20 : relations entre le paramètre adimensionnel critique de Shields et la pente du lit

N.B. : le paramètre $A = 4,6 - 1,1.(\log(d_{50}))^3 + 4,8.(\log(d_{50}))^2 - 5.\log(d_{50})$ (*mobility factor*) dans la relation de Shvidchenko et al. (2001) représente l'influence de la taille absolue des particules (d_{50}) sur la valeur du paramètre de Shields pour une pente donnée. Contrairement à ce que montre le diagramme de Shields (ou celui de Shields-Yalin ; **figure 46**) pour les particules grossières (fortes valeurs de Re^* ou d^*), θ_c ne serait pas constant mais il atteindrait un maximum pour un diamètre de 5 mm puis diminuerait à mesure que la taille des particules augmente (Shvidchenko et Pender 2000 d'après Shvidchenko et al. 2001 et Pender et al. 2007).

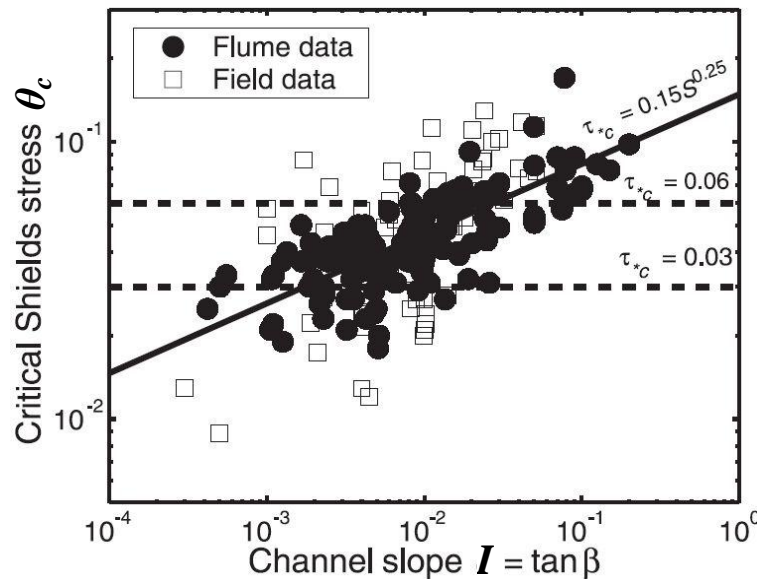


Figure 49 : influence de la pente du lit sur le paramètre adimensionnel critique de Shields (Lamb et al. 2008, basé sur une compilation de données où $Re^* \geq 10^2$)

Dans le cas des lits expérimentaux, l'influence de la pente sur les forces tractrices critiques s'explique essentiellement par une évolution de la résistance du lit aux écoulements avec la rugosité relative (rapport entre la rugosité absolue, qui augmente avec la taille des particules du lit, et la hauteur d'eau). Pour une force tractrice et une rugosité données, la hauteur d'eau diminue à mesure que la pente augmente si bien que la rugosité relative augmente (Shvidchenko et al. 2001, Lamb et al. 2008, Parker et al. 2011). Selon Lamb et al. (2008), cela diminue à la fois la vitesse moyenne (dans le temps) des écoulements au fond du lit (à proximité des particules) et l'intensité des fluctuations de la vitesse (d'où des vitesses instantanées maximales plus faibles).

De plus, dans le cas de lits naturels, l'évolution de la pente le long du continuum fluvial coïncide généralement avec celles :

- de la distribution granulométrique des sédiments (taille et tri) qui modifie à la fois l'imbrication des particules, leurs angles de friction et la rugosité relative du lit (indépendamment de l'augmentation de la pente qui diminue la hauteur d'eau, la rugosité relative augmente encore plus vite en lit naturel car la taille des particules augmente également) ;
- du rapport largeur/profondeur qui détermine l'importance de la rugosité des berges dans la rugosité totale du chenal (effet de paroi) ;

- de l'ampleur des formes de résistance du lit. Les petits cours d'eau de montagne et/ou de tête de bassin versant s'organisent souvent en séquences marches-cuvettes qui favorisent la dissipation de l'énergie des écoulements (Chin 1999, 2002). Les remous engendrés par certaines particules du lit de taille importante (ex. : blocs provenant des versants adjacents qui dépassent la compétence du cours d'eau) et par les fortes densités d'embâcles contribuent également à cette dissipation (Mueller et al. 2005, Petit et al. 2005, Lamb et al. 2008, Mao et al. 2008).

Tous ces facteurs contribuent conjointement à diminuer les conditions de mise en mouvement (pour une taille de particule donnée) à mesure que la taille du cours d'eau augmente. Les contraintes adimensionnelles les plus faibles ont été observées sur les grands cours d'eau (Petit et al. 2005 ; cf. § 1.3.3). À l'inverse, plusieurs travaux ont montré des contraintes adimensionnelles critiques particulièrement élevées dans des cours d'eau de tête de bassin versant (Lenzi et al. 1999, Marion et Weirich 2003, Mueller et al. 2005, Petit et al. 2005, Mao et al. 2008).

Les données compilées par Mueller et al. (2005) sur 45 cours d'eau dans des contextes très différents (pente 0,03-5,1%, débit à pleins bords $0,6-2600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) illustrent bien l'interdépendance de ces paramètres. Ils mettent notamment en évidence une corrélation négative significative entre θ_{c50} et d_{50}/d_{90} ($r^2 = 0,34$; $p < 0,05$), qu'ils interprètent comme une augmentation de la stabilité générale des particules du lit lorsque la taille des très grandes particules augmente. L'analyse des données publiées par ces auteurs montre néanmoins que θ_{c50} est nettement mieux corrélé à la pente (relation ascendante de type puissance ; $r^2 = 0,70$; $p < 0,00001$) et à la taille des cours d'eau (représentée par le débit à pleins bords ; relation descendante de type puissance ; $r^2 = 0,59$; $p < 0,001$).

c) Influence du régime des crues sur l'imbrication des particules

Les périodes d'écoulements lents permettent un réarrangement des particules en surface qui favorise leur imbrication et donc leur résistance à l'érosion. Sur un lit expérimental à distribution bimodale, Saadi (2008) a effectivement observé l'effet positif du temps d'exposition préalable du lit à des débits faibles sur sa stabilité. Reid et Frostick (1984) et Reid et al. (1985) (d'après Reid et al. 1997) ont également montré que la première crue suivant une longue période d'inactivité engendrait dans un premier temps de très faibles débits solides (début de la phase ascendante de crue). Puis les volumes transportés augmentent fortement une fois que le débit atteint un seuil suffisant pour déstabiliser la structure du lit. Le transport de la charge de fond peut alors continuer jusqu'à une force tractrice représentant environ un tiers de la valeur qui avait initié le transport. En revanche, lorsque les épisodes de crues sont rapprochés, le lit a peu de temps pour se restructurer si bien que les débits solides peuvent être élevés même en phase ascendante de crue (Reid et al. 1985 d'après Reid et al. 1997). Ces observations confirment le rôle fondamental de l'imbrication des particules de surface sur les conditions critiques de mise en mouvement des cours d'eau à graviers. Elles mettent également en évidence l'influence des conditions hydrologiques précédant un épisode de crue, et donc entre deux crues consécutives, sur la stabilité du lit.

1.3- Débits unitaires et puissances spécifiques de mise en mouvement

1.3.1- Avantages par rapport aux relations prédictives basées sur les forces tractrices

a) Contraintes métrologiques en milieu naturel

Deux autres approches moins répandues consistent à étudier la mise en mouvement des particules à partir des débits unitaires ou des puissances spécifiques. Bathurst et al. (1987), Ferguson (1994, 2005) et Petit et al. (2005) soulignent l'intérêt pratique de ces approches relativement simples à mettre en œuvre en milieu naturel car elles se basent sur des grandeurs plus faciles à mesurer que les forces tractrices (débit, largeur et pente dans le cas de la puissance spécifique). La largeur et la pente moyenne du lit peuvent être obtenues à partir de mesures topographiques voire cartographiques. Les chroniques de débit sont souvent disponibles dans les cours d'eau équipés d'une station hydrométrique par les services de l'Etat ou certains gestionnaires (ex. : EDF, compagnies d'aménagement...). Par ailleurs, l'utilisation de relations prédictives basées sur les débits permet d'estimer l'impact de l'évolution des pics de crue suite à un changement environnemental (évolution climatique, modification de l'occupation des sols) lorsqu'un modèle hydrologique est établi (Ferguson 1994).

b) Sensibilité à la rugosité hydraulique et aux formes de résistance du lit

Un autre avantage des débits unitaires et des puissances spécifiques par rapport aux forces tractrices est leur moindre sensibilité à la rugosité du lit. A mesure que la rugosité augmente, la hauteur d'eau et la force tractrice totale ($\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot I \approx \rho \cdot g \cdot h \cdot I$) augmentent rapidement pour un débit donné alors que la vitesse moyenne des écoulements diminue. Or la vitesse est également un paramètre de contrôle important des conditions de mise en mouvement (Hjulström 1935, Rubey 1938, Brooks 1958, d'après Parker et al. 2011). Les travaux portant sur l'influence de la pente (et de la rugosité relative) ont notamment montré que la mise en mouvement des particules nécessite des forces tractrices critiques plus élevées lorsque les vitesses diminuent (Lamb et al. 2008, Parker et al. 2011 ; cf. § 1.2.4.b). Aussi les relations prédictives basées sur les forces tractrices peuvent entraîner une importante sous-estimation des conditions de mise en mouvement lorsque la rugosité est élevée car elles ne prennent pas en compte l'augmentation de la vitesse critique associée à une force tractrice donnée.

Les débits unitaires q et les puissances spécifiques ω , que l'on peut exprimer respectivement par $q = Q/l = h \cdot u$ et $\omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot I/l = \rho \cdot g \cdot h \cdot u \cdot I$ (avec Q : débit ; l : largeur du lit ; u : vitesse des écoulements), intègrent à la fois l'évolution de la hauteur d'eau et celle de la vitesse des écoulements (Ferguson 2005). Dans le cas d'un chenal à section rectangulaire, l'augmentation de la rugosité entraîne, pour un débit donné, une augmentation de la hauteur d'eau h qui est entièrement compensée par une diminution de la vitesse moyenne \bar{u} : le produit $h \cdot \bar{u}$, le débit unitaire moyen (\bar{q}) et la puissance spécifique restent constants. Dans le cas d'un lit naturel, l'augmentation de la rugosité du lit (pour un débit donné) entraîne également une augmentation de la largeur en eau et par conséquent une diminution de la puissance spécifique et du débit unitaire moyen. Ces deux grandeurs sont néanmoins considérablement moins influencées en valeur relative que les forces tractrices (Parker et al. 2011). Elles sont surtout affectées dans un sens inverse, ce qui paraît favorable à l'utilisation de relations prédictives basées sur les débits unitaires ou les puissances spécifiques. En présence de formes du lit engendrant une rugosité importante (dunes, séquences seuil-mouille,

méandres, végétation et embâcles, blocs en saillie...), on peut effectivement supposer que l'énergie disponible pour le transport et la mise en mouvement des particules est plus faible pour un débit donné (Petit et al. 2005). Dans ce cas, le débit de mise en mouvement des particules devrait donc être plus élevé. Or, à mesure que la rugosité du lit augmente, le débit nécessaire pour atteindre les mêmes valeurs critiques en termes de débit unitaire ou de puissance spécifique augmente également. En revanche, rien n'indique que l'augmentation du débit associé à une même puissance spécifique (ou débit unitaire) suffise à compenser la dissipation d'énergie liée aux formes de résistance du lit et que les puissances spécifiques critiques (ou débits unitaires critiques) soient indépendantes de la rugosité (Parker et al. 2011). Les résultats de Petit et al. (2005) tendent plutôt à démontrer le contraire, les puissances spécifiques critiques qu'ils observent dans les petits cours d'eau caractérisés par un faible rapport τ'/τ étant nettement plus élevées pour une même taille de particules que celles qu'ils obtiennent dans des cours d'eau plus grands où les formes de résistance sont moins développées (cf. § 1.3.3). D'autres facteurs pourraient néanmoins expliquer, au moins en partie, l'augmentation des conditions critiques dans les cours de tête de bassins : l'imbrication plus forte des particules (Church et al. 1998 d'après Parker et al. 2011), la diminution du rapport largeur/profondeur, l'augmentation de la pente et de la taille des plus grandes particules qui modifient la rugosité relative et la vitesse des écoulements (Ferguson 2005), ou l'aération des écoulements (diminution de la masse volumique apparente de l'eau) avec les fortes pentes (Lamb et al. 2008).

1.3.2- Les relations basées sur les débits unitaires

a) Mise en mouvement globale du lit

La plupart des relations prédictives de mise en mouvement basées sur les débits unitaires sont exprimées en fonction de la pente du tronçon étudié et d'une taille caractéristique de particule (Schoklitsch 1950, Whittaker et Jaeggi 1986, Bathurst et al. 1987, Bathurst et al. 2007 ; **tableau 21**). Ces relations considèrent la mobilité du lit dans son ensemble, et ne sont donc pas applicables dans une approche fractionnelle (*size-by-size*) visant à différencier le seuil de mise en mouvement des différentes tailles de particule composant le lit. En d'autres termes, l'utilisation de ces formules pour une taille différente du diamètre de référence n'a théoriquement de sens que dans un lit dont les conditions de mise en mouvement sont proches de la mobilité égale.

Rickenmann (1990) précise que ces équations ont autant de fondements physiques que les relations établies pour les forces tractrices car elles sont dérivées de ces dernières. L'équation de Schoklitsch (1950) est par exemple issue d'une combinaison du paramètre de Shields (1936) avec une loi de frottement (Manning-Strickler) et une relation pour caractériser la rugosité des particules (Strickler), calée empiriquement sur la base de ses observations en cours d'eau et en chenal expérimental (Rickenmann 1990). Les relations proposées par les autres auteurs correspondent généralement à de simples réajustements des coefficients de la version initiale de Schoklitsch (1950).

Par ailleurs, certaines relations ont été établies pour des applications ou des conditions particulières. Celle de Whittaker et Jaeggi (1986 d'après Chiari 2008) permet notamment de prédire le début de déstabilisation des rampes de blocs. D'Agostino (1994 d'après Lenzi et al. 1999) propose également une équation pour l'érosion d'un lit horizontal en aval des chutes engendrées par les seuils artificiels. D'après Lenzi et al. (1999), cette dernière relation peut être appliquée à un lit naturel lorsque celui-ci présente une morphologie à séquences marche-

cuvette marquée. Enfin, les deux relations proposées par Bathurst (2007) font référence à l'initiation de la phase 2 du transport solide décrite par Jackson et Beschta (1982). Ces derniers distinguent deux phases :

- lors de la 1^{ère} phase, les particules fines (essentiellement sableuses) issues des mouilles et des berges sont transportées par-dessus les seuils ou radiers (*riffles*) qui restent stables. Seuls des changements mineurs de la morphologie des mouilles et des berges du cours d'eau peuvent se produire ;
- le transport des particules grossières du lit débute lors de la 2^{de} phase, correspondant à des débits plus élevés capables de déstabiliser l'armure des seuils et d'engendrer des modifications morphologiques plus importantes.

b) Mise en mouvement d'une taille spécifique de particules

Pour permettre l'estimation des débits unitaires de mise en mouvement d'une taille spécifique de particule, il faut intégrer les effets de masquage et de surexposition associés à la taille relative des particules. Par analogie avec les travaux réalisés sur les forces tractrices, Bathurst (1987) propose donc une relation générale de la forme $q_{ci} = q_{cr} \cdot (d_i/d_r)^c$. Elle consiste à appliquer aux prédictions des relations établies sur sédiments quasi-uniformes (q_{cr}) un facteur de correction $(d_i/d_r)^c$ couramment utilisé pour caractériser l'influence de la taille relative des particules au sein d'un mélange hétérogène. Le terme d_r correspond à la taille de particule utilisée par la formule de référence (ex. : d_{40} pour la relation de Schoklitsch 1950), censée ne pas être affectée par les effets de masquage/surexposition. L'exposant c joue un rôle équivalent à celui de l'exposant b de Parker et al. (1982) et l'on peut exprimer l'un en fonction de l'autre : $c = 1,5 \cdot b + 1,5$. Lorsque $b = 0$ (entraînement sélectif), le débit critique augmente donc avec la taille des particules de manière analogue aux formules initiales (exposant de 1,5).

Ferguson (1994) propose une solution semblable en intégrant à la relation de Schoklitsch (1950) le paramètre d_i/d_{50} et en remplaçant la loi de frottement de Manning-Strickler par une loi de type puissance qu'il estime plus appropriée aux cours d'eau à graviers : $(1/f)^{1/2} = 1,14 \cdot (h/d_{50})^{0,37}$ (avec f coefficient de friction de Darcy-Weisbach ; **tableau 21**). Le niveau général de q_{ci} dépend essentiellement du paramètre θ_{c50} et la sensibilité de q_{ci} à d_i dépend de l'exposant b de Parker et al. (1982). La comparaison des prédictions de la relation de Ferguson (1994) avec les données expérimentales de la rivière Roaring (Colorado, 29 km²) s'est avérée relativement satisfaisante, mais elle surestime les débits de mise en mouvement sur la rivière Gaula (Norvège, largeur à pleins bords de 150 m) et plus particulièrement pour les particules de petite taille.

Les relations proposées par Bathurst (1987) et Ferguson (1994) nécessitent donc de déterminer l'influence de la taille relative des particules. Aucun élément ne permet actuellement d'estimer *a priori* les exposants b (Parker et al. 1982) ou c (Bathurst 1987), ce qui limite fortement leur intérêt dans une optique prédictive.

1.3.3- Les relations basées sur les puissances spécifiques

La puissance spécifique ($\omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot I / l = \tau \cdot u$) a été initialement développée par Bagnold (1977, 1980) pour estimer la capacité de transport des cours d'eau. Il s'agit de l'indicateur le mieux corrélé aux débits solides, si bien que les formules de prédiction des débits solides qui en découlent sont les plus performantes (Gomez et Church 1989, Parker et al. 2011).

Source	Formule ^a	Type de lit	Distribution	d ₅₀ (mm)	Pente (%)
Mise en mouvement globale du lit : relations empiriques					
Schoklitsch (1950)	$q_c = 0,60 \cdot d_{40}^{3/2} \cdot I^{-7/6}$	lits expérimentaux et rivières	quasi-uniforme	$d_{40} \geq 6$	0,35-10
Bathurst et al. (1987)	$q_c = 0,47 \cdot d_{50}^{3/2} \cdot I^{-1,12}$	lits expérimentaux	quasi-uniforme	3,2-44	0,25-20
Bathurst et al. (1987)	$q_c = 0,66 \cdot d_{16}^{3/2} \cdot I^{-1,12}$	lits expérimentaux et rivières	étendue	3,3-260	0,25-10
Whittaker et Jaeggi (1986)	$q_c = 1,03 \cdot d_{65}^{3/2} \cdot I^{-7/6}$	rampes artificielles de blocs	peu étendue		5-25
D'Agostino (1994)	$q_c = (1,7 \cdot d_{90})^{3/2}$	lit horizontal à l'aval d'une chute			0
Bathurst (2007) ^b	$q_{2c} = 0,066 \cdot d_{50}^{3/2} \cdot I^{-1,20}$ $q_{2c} = 0,017 \cdot d_{84}^{3/2} \cdot I^{-1,23}$	rivières (24 sites)	étendue	12-146	0,048-4,8
Mise en mouvement d'une taille spécifique de particule : relations théoriques					
Bathurst (1987)	$q_{ci} = q_{cr} \cdot \left(\frac{d_i}{d_r}\right)^c$	(conditions de la relation utilisée pour l'estimation de q_{cr})			
Ferguson (1994)	$q_{ci} = 25,8 \cdot \theta_{c50}^{1,87} \cdot d_{50}^{3/2} \cdot I^{-1,37} \cdot \left(\frac{d_i}{d_{50}}\right)^{1,87 \cdot (1-b)}$	relation semi-empirique établie avec la loi de frottement suivante : $(1/f)^{1/2} = 1,14 \cdot (h/d_{50})^{0,37}$ avec f facteur de friction de Darcy-Weisbach			

^a q_c et d_i sont respectivement exprimés en $m^2 \cdot s^{-1}$ et en m en considérant une masse volumique de l'eau de $1000 \text{ kg} \cdot m^{-3}$ et une densité des particules de 2,65 ; ^b q_{2c} fait référence à l'initiation de la phase 2 du transport solide (Jackson et Beschta 1982)

Tableau 21 : relations prédictives des débits unitaires de mise en mouvement

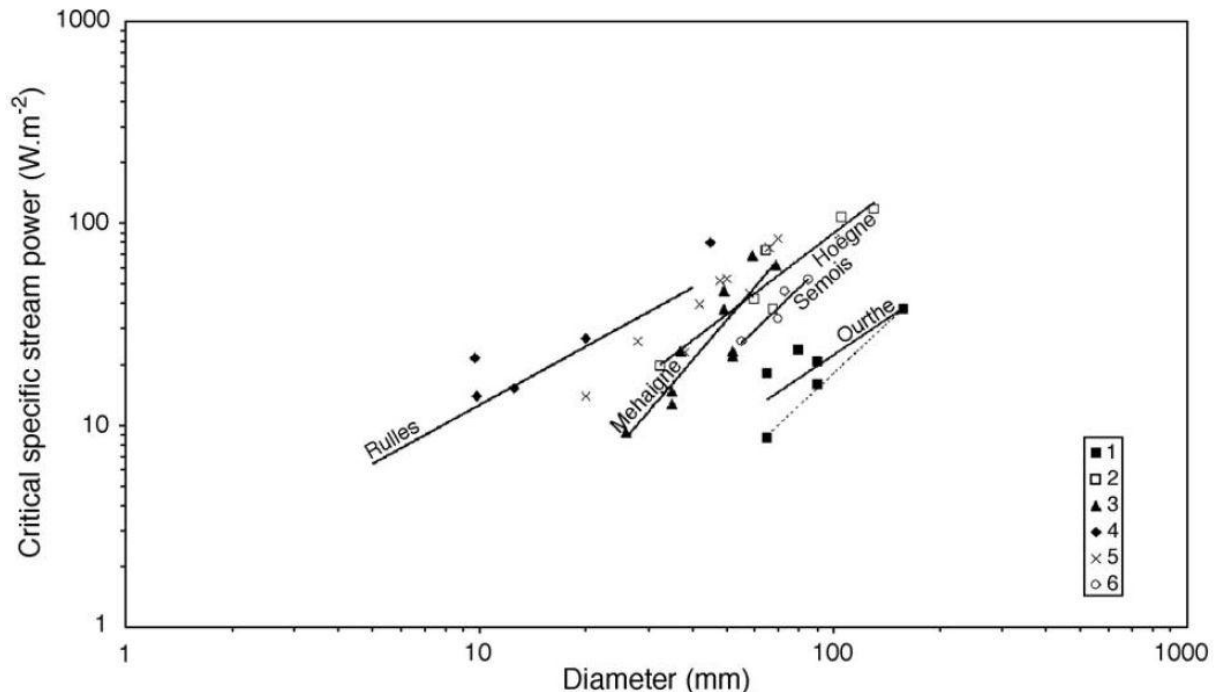
Bagnold (1980) a proposé une relation de puissance spécifique de mise en mouvement globale du lit en association avec sa relation de prédiction des débits solides (**tableau 22**). Le paramètre d correspond ici au mode granulométrique des sédiments du lit, censé représenter à la fois la taille des particules du lit qui déterminent sa rugosité et celle des particules mobilisées. Cette simplification est hasardeuse selon Ferguson (2005) car la rugosité du lit est davantage liée aux plus grandes particules du lit. Dans la pratique, cette relation est de plus difficile à utiliser car elle fait intervenir la hauteur d'eau. Or cet inconvénient supprime l'un des principaux intérêts de la puissance spécifique, à savoir disposer d'un indicateur facile à estimer, indépendant des conditions hydrauliques locales (Petit et al. 2005, Ferguson 2005, Parker et al. 2011).

Après Bagnold (1980), les principaux auteurs qui se sont basés sur les puissances spécifiques pour étudier la mobilité des particules ont établi des relations empiriques de la forme $\omega_{ci} = a \cdot d_i^b$ (Costa 1983, Williams 1983, Gob et al. 2003, Petit et al. 2005, Jacob et al. 2006, Mao et al. 2008 ; **tableau 22**). Le diamètre d_i représente selon les cas soit la taille de la plus grande particule mise en mouvement (Costa 1983, Gob et al. 2003, Jacob et al. 2006, Mao et al. 2008), soit le diamètre médian de la charge solide (Petit et al. 2005). Les relations établies par Petit et al. (2005) sur plusieurs cours d'eau essentiellement situés dans les Ardennes belges rendent compte de conditions de mise en mouvement variées et ils observent une nette diminution des puissances spécifiques critiques d'une même taille de particules à mesure que la taille du cours d'eau augmente (**figure 50**). Ils attribuent principalement ces différences à l'évolution de l'importance relative des formes de résistance du lit avec la taille du cours d'eau, que l'on peut exprimer par le rapport τ'/τ ou à l'inverse par le rapport τ/τ' :

- les puissances spécifiques critiques les plus faibles pour une taille de particule donnée sont observées sur les plus grands cours d'eau (Semois, 1235 km², et Ourthe, 2660 km²) ;
- les puissances spécifiques critiques augmentent sur les cours d'eau de taille moyenne (42 à 474 km²), où le rapport τ'/τ varie généralement entre 0,3 et 0,6 pour des écoulements proches du débit à pleins bords (Parotte 1991, Franchimont 1993, Assani et Petit 1995, Deroanne 1995, d'après Petit et al. 2005) ;
- la relation établie sur la rivière Rulles (16 km²) présente un coefficient a encore nettement plus élevé. Dans cette rivière caractérisée par une rapide alternance de séquences seuil-mouille (*pool-riffle*), une sinuosité élevée et d'importants contre-courants, le rapport τ'/τ à pleins bords est compris entre 0,15 et 0,3 (Petit 1990) ;
- les plus fortes puissances spécifiques critiques correspondent aux cours d'eau de tête de bassin versant (0,3 à 12,5 km²), caractérisés par une forte densité d'embâcles et/ou de nombreux affleurements rocheux (Assani 1991, Mercenier 1973, Dave 1975, d'après Petit et al. 2005), d'où une très faible part de la force tractrice efficace, à l'exemple du ruisseau de Waidages où le rapport τ'/τ a été évalué à 0,05 en présence de nombreux embâcles et à 0,38 après destruction des embâcles (Assani et Petit 1995).

Ferguson (2005) propose deux relations théoriques (**tableau 22**). Elles découlent toutes deux de la version initiale de Bagnold (1980) reformulée pour prendre en compte l'effet de la taille relative des particules et pour éliminer le paramètre hauteur d'eau (remplacé par la pente qui est un des principaux facteurs contrôlant la hauteur d'eau). Les deux relations diffèrent uniquement selon la loi de frottement adoptée : une loi de type logarithmique proche de celle utilisée par Bagnold (1980) ou la loi de Manning-Strickler. En revanche, ces relations sont basées sur une quasi-absence des formes de résistance du lit car Ferguson (2005) considère

que celles-ci n'influencent pas les puissances spécifiques critiques (ni les débits unitaires critiques). De plus, elles prédisent des puissances spécifiques d'autant plus faibles que la pente est élevée. Ceci est contesté par les résultats obtenus par Parker et al. (2011) qui montrent que les puissances spécifiques critiques sont relativement invariantes avec la pente.



1 : Ourthe ; 2 : Hoëgne ; 3 : Meuse ; 4 : ruisseaux de tête de bassin versant (Waidages, Mer, Wavelinse, Belleva) ; 5 : cours d'eau de taille moyenne (Magne, Berwinne, Warche, Lesse, Lhomme) ; 6 : Semois

Figure 50 : relations puissance spécifique critique - taille des particules mobilisées établies sur plusieurs cours d'eau belges (Petit et al. 2005)

Enfin, Parker et al. (2011) proposent d'utiliser un critère adimensionnel constant, défini et construit par analogie avec le débit solide adimensionnel d'Einstein (1942) :

$$\omega_{ci}^* = \frac{\omega_{ci}}{g \cdot (\rho_s - \rho) \cdot \sqrt{\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot g \cdot d_i^3}} = 0,1$$

La constante 0,1 correspond à la valeur moyenne obtenue sur une compilation d'observations en lits expérimentaux, constitués de particules uniformes ou bien classées, sans éléments de rugosité notables (Parker et al. 2011). Testée sur un jeu de données indépendant, ce critère a montré une très bonne capacité à prédire les puissances spécifiques de mise en mouvement (**figure 51**).

Ces mêmes auteurs proposent par ailleurs une solution alternative visant à modifier les relations de Bagnold (1980) et Ferguson (2005) pour prendre en compte l'influence de la pente sur le paramètre de Shields. Elle consiste à remplacer la valeur de θ_c initialement fixée à 0,04 par Bagnold (1980) ou le paramètre θ_{c50} utilisé par Ferguson (2005) par l'expression $\theta_{ci} = 0,19 \cdot I^{0,28}$ issue de leurs travaux sur l'influence de la pente ou par une relation équivalente (cf. § 1.2.4.b).

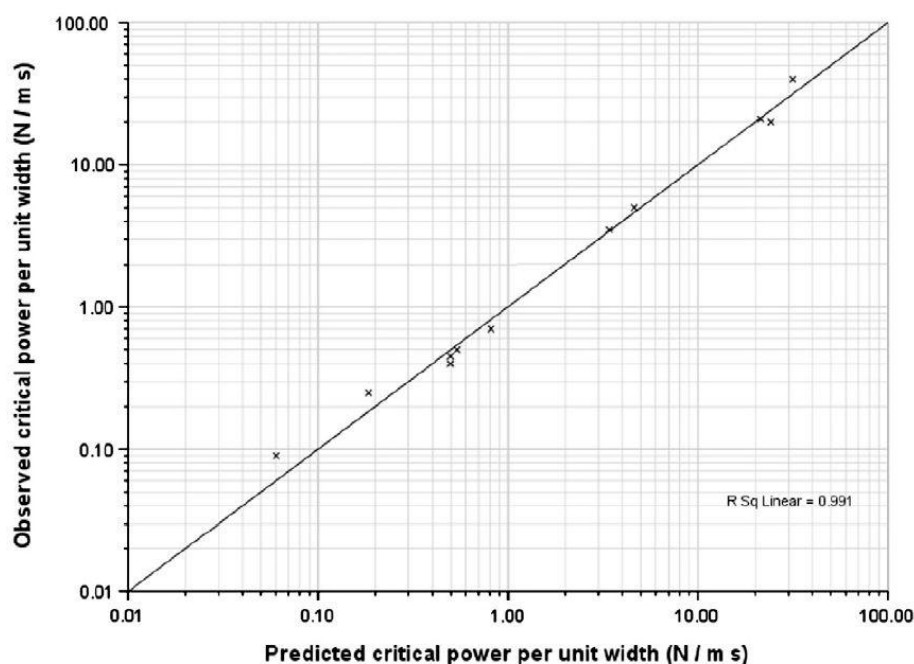


Figure 51 : comparaison des puissances spécifiques critiques prédites par le critère adimensionnel $\omega_{ci}^* = 0,1$ avec les puissances spécifiques observées sur une sélection de mesures réalisées sur lits expérimentaux bien triés (Parker et al. 2011)

1.4- Conclusion pour l'application des relations prédictives de mise en mouvement

Les travaux réalisés sur les conditions critiques de mise en mouvement montrent que celles-ci peuvent être très variables selon les cours d'eau pour une même taille de particule. Ils montrent également qu'une partie des différences constatées expérimentalement peuvent avoir des origines méthodologiques. L'interprétation et la comparaison des résultats recueillis, et plus particulièrement l'utilisation des relations prédictives de mise en mouvement, doivent donc être réalisées avec précautions. Etant donné l'influence de la distribution et de l'imbrication des particules, de la pente et des formes de résistance du lit, les relations empiriques ne sont utilisables que pour les conditions dans lesquelles elles ont été établies. Les relations théoriques (ou semi-empiriques), telles que celles proposées par Bagnold (1980) et Ferguson (1994, 2005), nécessitent d'estimer *a priori* plusieurs paramètres (ex. : valeur du paramètre de Shields, hauteur d'eau critique, influence de la taille relative) qui rendent leur utilisation difficile voire subjective.

Pour déterminer les conditions critiques de mise en mouvement des particules sur un tronçon de cours d'eau particulier, il est donc préférable de s'appuyer sur des observations de terrain et de les comparer aux estimations des relations prédictives en tenant compte de leurs conditions expérimentales respectives.

Référence	Formule ^a	Cours d'eau	Superficie de bassin (km ²)	Pente (%)	d ₅₀ ^b (mm)	d _i ^c (mm)
<i>Relations empiriques</i>						
Williams (1983)	$\omega_{ci} = 0,079 \cdot d_i^{1,3}$ – courbe enveloppe (limite basse) $\omega_{ci} = 2,9 \cdot d_i^{1,3}$ – courbe enveloppe (limite haute)	compilation sur 16 cours d'eau				10-1500 ^d 15-500 ^e
Costa (1983)	$\omega_{ci} = 0,03 \cdot d_i^{1,69}$ $\omega_{ci} = 0,09 \cdot d_i^{1,69}$ – courbe enveloppe (limite haute)	9 cours d'eau rocheux à forte pente (Colorado)	1,6-790			50-1000 ^f
Gob et al. (2003)	$\omega_{ci} = 0,0253 \cdot d_i^{1,62}$	gorges de la Figarella (Corse)	1,9-129	0,8-36	130-480	900-1200 ^f
Jacob et al. (2006)	$\omega_{ci} = 0,006 \cdot d_i^{1,864}$	gorges du Chassezac et deux affluents	62-498	0,58-6,4		700-2300 ^f
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 1,374 \cdot d_i^{0,963}$	Rulles (Ardennes)	16,2	1,2	15-60	5-40 ^g
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 0,194 \cdot d_i^{1,331}$	Hoëgne (Ardennes)	219	1,7	70-230	32-160 ^g
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 0,010 \cdot d_i^{2,050}$	Mehaigne (Ardennes)	354	0,21	25-70	25-70 ^g
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 0,030 \cdot d_i^{1,679}$	Semois (Ardennes)	1235	0,1	70	55-85 ^g
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 0,098 \cdot d_i^{1,176}$ $\omega_{ci} = 0,009 \cdot d_i^{1,639}$ – courbe enveloppe (limite basse)	Ourthe (Ardennes)	2660	0,25	56-168	55-160 ^g
Petit et al. (2005)	$\omega_{ci} = 0,130 \cdot d_i^{1,438}$	7 rivières de taille moyenne (Ardennes) ^h	42-474	0,2-1,7	25-230	20-160 ^g

Tableau 22 (première partie) : relations prédictives des puissances spécifiques de mise en mouvement

Référence	Formule ^a	Cours d'eau	Superficie de bassin (km ²)	Pente (%)	d ₅₀ ^b (mm)	d _i ^c (mm)
Relations empiriques						
Relation établie d'après une compilation de Petit et al. (2005) ⁱ	$\omega_{ci} = 1,475 \cdot d_i^{1,021}$	4 ruisseaux de tête de bassins (Ardennes) ^j	0,3-12,5	2,4-7,1		9,7-45 ^g
Mao et al. (2008)	$\omega_{ci} = 20,65 \cdot d_i^{0,619}$	Rio Cordon (Dolomites, Italie)	5	13,6	119	35-1000 ^f
Mao et al. (2008)	$\omega_{ci} = 38,72 \cdot d_i^{0,368}$	Tres Arroyos (Andes chiliennes)	5,9	7,6	67	2-400 ^f
Parker et al. (2011)	$\omega_{ci} = 0,206 \cdot d_i^{1,5}$	lits expérimentaux	-	0,15-2,87	1,4-12	
Relations théoriques						
Bagnold (1980) ^k	$\omega_c = 11,8 \cdot d^{1,5} \cdot \theta_c^{1,5} \cdot \log\left(12 \cdot \frac{h}{d}\right)$					
Ferguson (2005)	$\omega_{ci} = 11,8 \cdot d_{50}^{1,5} \cdot \theta_{c50}^{1,5} \cdot \log\left(\frac{18,2 \cdot \theta_{c50}}{I} \cdot \left(\frac{d_i}{d_{50}}\right)^{(1-b)}\right) \cdot \left(\frac{d_i}{d_{50}}\right)^{1,5 \cdot (1-b)}$					avec une loi de frottement de type logarithmique
	$\omega_{ci} = 18,3 \cdot d_{50}^{1,5} \cdot \theta_{c50}^{5/3} \cdot I^{-1/6} \cdot \left(\frac{d_i}{d_{50}}\right)^{5(1-b)/3}$					avec la loi de frottement de Manning-Strickler

^a ω_{ci} et d_i respectivement exprimés en W.m⁻² et en mm en considérant une masse volumique de l'eau de 1000 kg.m⁻³, une densité des particules de 2,65 et une accélération gravitationnelle de 9,81 m.s⁻²; ^b diamètre médian du lit; ^c diamètre des particules mobilisées; ^d plus grande taille de particule renseignée; ^e plus petite taille de particule renseignée; ^f diamètre maximal des particules mobilisées; ^g diamètre médian des particules mobilisées; ^h Hoëgne, Mehaigne, Magne, Berwinne, Warche, Lesse, Lhomme; ⁱ r² = 0,88, p < 0,05 (cf. figure 50); ^j Waidages, Mer, Wavelinse, Belleva; ^k d correspond au mode granulométrique des sédiments du lit

Tableau 22 (suite) : relations prédictives des puissances spécifiques de mise en mouvement

2- Tronçons d'étude

2.1- Ruisseau de la Chaudanne

Le ruisseau de la Chaudanne prend sa source aux pieds des Monts du Lyonnais puis s'écoule dans le Plateau Lyonnais où le fond de vallée s'évase et la pente diminue, permettant une dynamique latérale faible à modérée (type B2 - cours d'eau à énergie modérée et à fond de vallée peu encaissé du Plateau Lyonnais ; Schmitt et al. 2004). L'occupation du sol a fortement évolué au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle. L'urbanisation du plateau a rapidement remplacé les terres agricoles, plus particulièrement entre les années 70 et 90. Elle s'est essentiellement développée sous forme d'habitat pavillonnaire, accompagné de quelques zones d'activité et de réseaux d'assainissement collectif. En 2008, les zones urbaines représentent 37% du bassin (21% de surfaces imperméables), et on dénombre une quinzaine de rejets urbains de nature diverse, dont trois déversoirs d'orage.

Le tronçon d'étude se situe en aval de la zone urbaine de Grézieu-la-Varenne, juste avant la transition avec le type B1 (tronçon de raccordement des cours d'eau du plateau avec le fond de vallée de l'Yzeron). Il est marqué par une incision considérable sur une longueur d'environ 400 m, qui représente plus de 6 000 m³ de matériaux érodés dont environ 20% entre 2006 et 2009. D'après les analyses dendrochronologiques des arbres riverains, l'incision a débuté en 1974, après l'implantation d'un déversoir d'orage en amont (déversoir de la route de Bordeaux). Le stade d'évolution de l'incision correspond à l'étape 4 du schéma d'évolution de Simon et Hupp (1986 d'après Simon et Rinaldi 2006 ; **figure 12**) : l'abaissement du fond du lit est toujours en cours et l'effondrement des berges, essentiellement sableuses, engendre un important élargissement du lit, surtout dans la partie amont du tronçon (**figures 52b et 52c**). La morphologie du tronçon est pourtant caractérisée par un double chenal emboîté typique des incisions en début (étape 3) ou en fin de cycle (étape 5), composé d'un chenal de basses eaux concentrant les écoulements fréquents encaissé dans un chenal de section nettement supérieure. Le tronçon présente également une forte variabilité de la géométrie des sections en travers, un tracé en plan légèrement sinueux, des séquences seuils-mouilles (mouilles peu profondes que l'on peut qualifier de plats), une végétation buissonnante relativement importante sur les berges basses (en marges du chenal de basses eaux) et quelques embâcles. Ces éléments contribuent à une rugosité importante du chenal. Sur les transects n°1 et 4, le coefficient de rugosité n de Manning a été évalué à 0,08 et 0,09 respectivement pour des débits de pointe légèrement supérieurs au débit de pleins bords du chenal de basses eaux (environ 1 m³.s⁻¹). La distribution granulométrique des particules en surface est semblable à celle du tronçon en amont de l'incision, avec des sédiments faiblement classés et un diamètre médian compris entre 18 et 28 mm (**tableau 23**). La pente et les dimensions du chenal sont en revanche nettement plus élevées.

2.2- Ruisseau des Presles

Le ruisseau des Presles est un cours d'eau à haute énergie (pente moyenne de 0,096) qui s'écoule dans un fond de vallée étroit et légèrement encaissé des Monts du Lyonnais (type A1 - Torrents des Monts du Lyonnais ; Schmitt et al. 2004). Son bassin versant est essentiellement boisé et n'a pas connu d'évolution notable au cours du 20^{ème} siècle. La nature lithologique du sous-sol (gneiss) est analogue à celle de la Chaudanne, mais les versants sont

nettement plus escarpés (pente moyenne de 21%). Les faciès d'écoulement s'organisent essentiellement en séquences marche-cuvette mais on observe également quelques séquences seuil-mouille associées à des plats (**figures 52d et 52e**). Aucun ajustement récent n'a été constaté, et la morphologie du tronçon n'a connu aucune évolution significative durant la période d'étude (avril à août 2009).

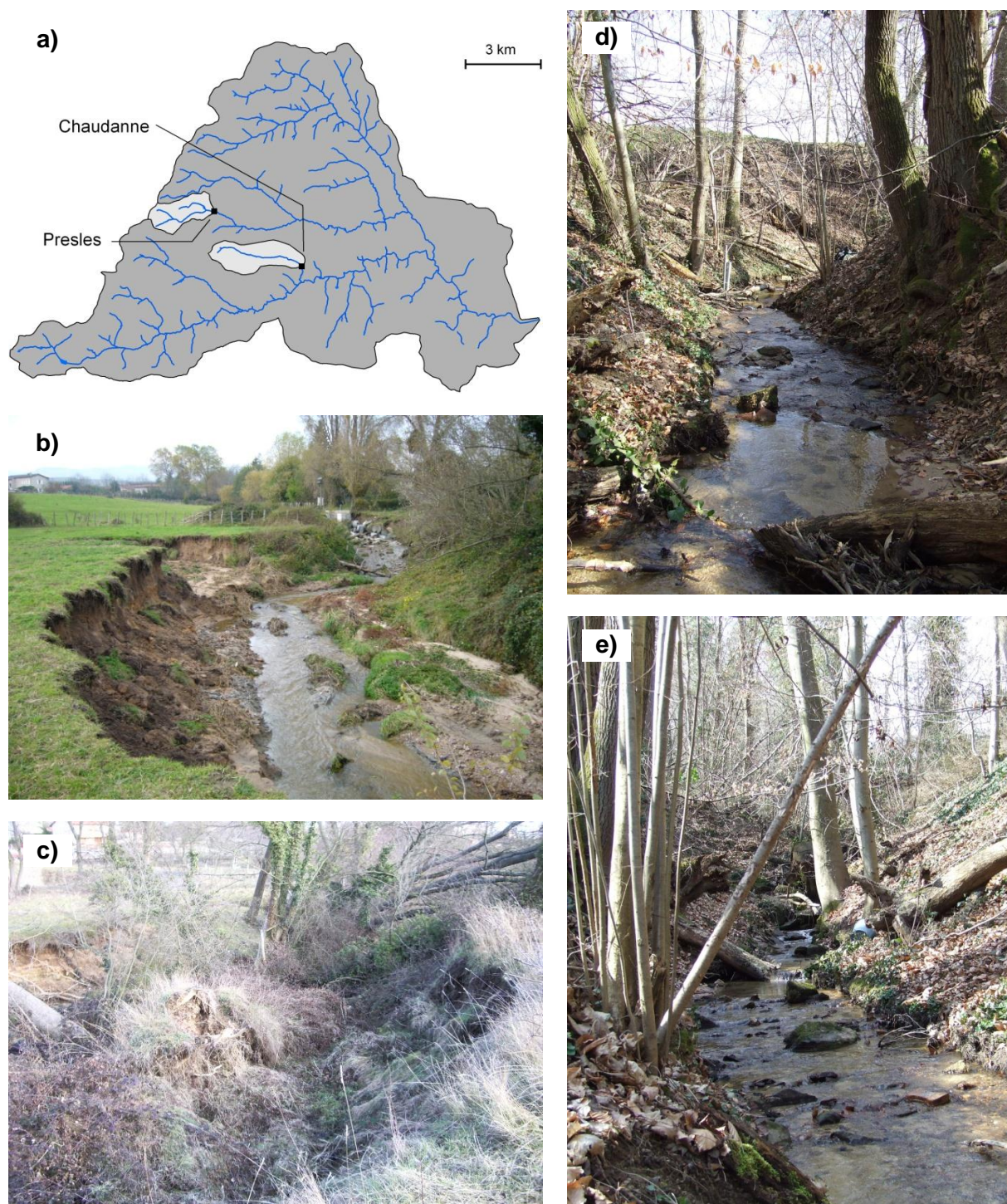


Figure 52 : tronçons de cours d'eau suivis pour l'étude des conditions critiques de mise en mouvement : a) localisation des sites et bassins versants ; b et c) tronçon incisé sur la Chaudanne ; d et e) tronçon suivi sur les Presles

Outre l'absence d'incision et le faible degré d'urbanisation du bassin versant, ce site présente donc des différences notables avec le ruisseau de la Chaudanne (**tableau 23**) : les pentes du cours d'eau et des versants sont plus élevées ; la distribution des particules est plus hétérométrique (très faiblement classées), probablement à cause de la proximité du versant en rive droite (n'apparaît pas sur la **figure 52**), avec de plus grandes particules sur le lit (diamètre maximum de l'ordre de 200 mm) bien que le diamètre médian soit semblable. Son choix a en fait été dicté par la présence d'une échelle limnimétrique installée par Benoît Sarrazin (ISARA, Lyon) dans le cadre du programme ANR-AVuPUR 2007.

	Chaudanne tronçon incisé	Chaudanne amont incision	Presles tronçon suivi
<i>Propriétés du tronçon</i>			
Pente moyenne (m.m ⁻¹)	0,021	0,012	0,027
Diamètre médian (mm) ^a	18,5-28	17,5-28,5	17,5-21
Tri (Folk et Ward 1957) ^a	1,0-1,9	1,1-1,6	2,0-2,2
Largeur à pleins bords (m)	10,9-19,7 ^b	1,8-3,0	1,9-2,2
<i>Propriétés du bassin versant</i>			
Superficie drainée (km ²)	3,4	3,0	2,4
Boisements (%)	13		73
Cultures et prairies (%)	64		22
Surfaces imperméables (%)	21		3
Autres surfaces (%)	2		2

^a échantillonnage granulométrique de type *grid sampling* (Wolman 1954) réalisée à la surface des seuils ; ^b selon le dernier levé topographique réalisé en octobre 2009

Tableau 23 : caractéristiques des tronçons étudiés sur les ruisseaux de la Chaudanne et des Presles

3- Méthodes

3.1- Evaluation des conditions critiques de mise en mouvement

Deux approches complémentaires ont été mises en œuvre pour évaluer les conditions critiques de mise en mouvement des particules censées contrôler la stabilité des cours d'eau :

- une approche théorique reposant sur les formules prédictives de mise en mouvement ;
- une approche expérimentale visant à estimer sur le terrain les conditions de mise en mouvement des particules fines et grossières.

3.1.1- Approche théorique

a) Sélection des relations prédictives

Parmi les formules prédictives de mise en mouvement recensées dans la littérature (**tableaux 21 et 22**), la plupart des relations empiriques n'ont pas été retenues car elles ont été établies dans des contextes différents des ruisseaux de la Chaudanne et des Presles : Costa (1983), Whittaker et Jaeggi (1986), D'Agostino (1994), Gob et al. (2003), Jacob et al. (2006), Mao et al. (2008), la plupart des relations individuelles (spécifiques à un cours d'eau) présentées par Petit et al. (2005). C'est également le cas de la deuxième relation de Bathurst et al. (1987), établie sur des lits à granulométrie étendue, qui ne rend pas toujours compte de la mobilité de la totalité des particules. Cette relation étant censée tenir compte du faible tri des sédiments, Bathurst et al. (1987) ont considéré que l'initiation du transport solide, entendue comme un débit solide très faible (proche des limites de détection), était associée à la mise en mouvement des particules fines. Ils ont donc basé leur relation sur le d_{16} des sédiments de surface et ils précisent qu'elle ne permet pas de prédire la mise en mouvement de la fraction grossière.

Nous avons retenu en revanche la relation établie sur la rivière Rulles par Petit et al. (2005), dont les caractéristiques sont relativement proches des sites étudiés, ainsi que les deux relations composites établies sur 7 cours d'eau de taille moyenne (40 à 500 km² environ) et sur 4 ruisseaux de tête de bassin versant (réalisée à partir des données compilées par Petit et al. 2005 ; **figure 53**).

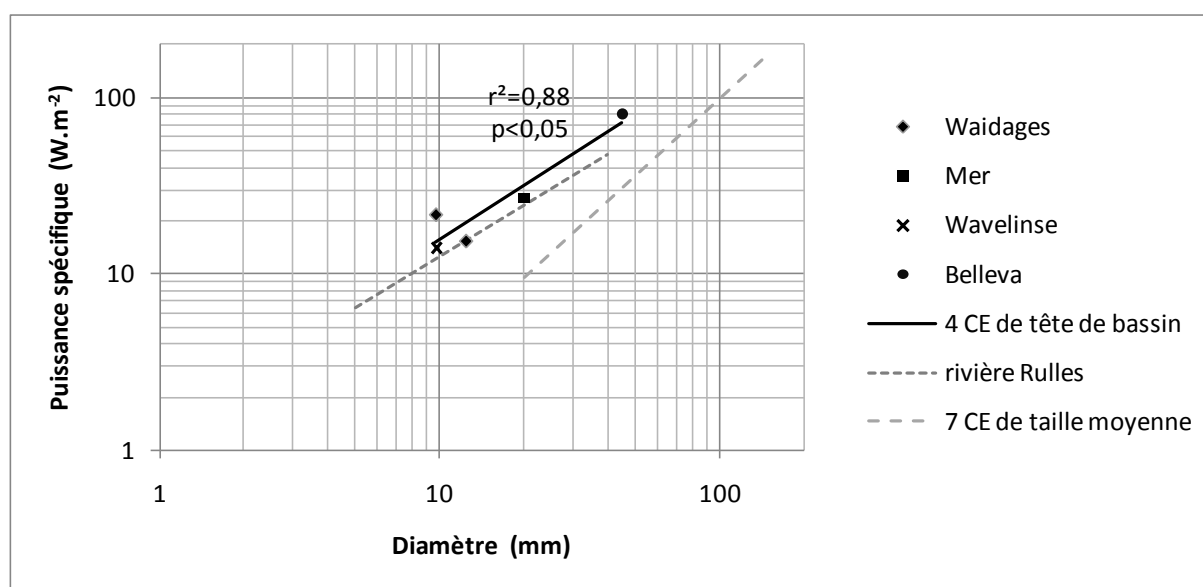


Figure 53 : trois relations utilisées d'après les travaux de Petit et al. (2005) : relation établie sur la rivière Rulles (16 km²), relation composite établie sur 7 cours d'eau de taille moyenne (40 à 500 km²) et relation composite établie à partir des observations compilées par Petit et al. (2005) sur 4 cours d'eau de tête de bassin versant (0,3 à 12,4 km² ; $r^2 = 0,88$, $p < 0,05$)

Les relations de Schoklitsch (1950) et Bathurst et al. (1987) établies sur matériaux quasi-uniformes ont été conservées bien que leur application sur des distributions hétérogènes puisse être *a priori* remise en question. Les sédiments étudiés présentent une dispersion importante (sédiments faiblement classés sur la Chaudanne et très faiblement classés sur les Presles ; **tableau 23**) qui tend à diminuer la stabilité générale du lit par rapport à un lit bien trié (Buffington et Montgomery 1992 ; cf. § 1.2.4.d). Par conséquent, dans le cas de conditions proches de la mobilité égale d'entraînement, ces relations pourraient surestimer le débit unitaire critique de l'ensemble des particules. Mais pour des conditions d'entraînement plus sélectives, les débits unitaires critiques des particules grossières augmentent et on peut supposer que ces formules, calées sur une valeur centrale de taille de particule (d_{40} et d_{50}), sont appropriées pour la plupart des particules grossières ($> d_{50}$) si l'on vise à estimer les conditions minimales de mise en mouvement.

Le critère de mise en mouvement de Parker et al. (2011), basé sur une puissance spécifique adimensionnelle constante, a également été utilisé.

Comme le préconisent ces derniers (cf. § 1.3.3), les relations théoriques de Bagnold (1980), Ferguson (1994) et Ferguson (2005) ont été modifiées pour tenir compte de l'influence de la pente sur le paramètre de Shields. Les valeurs de θ_{c50} ont été estimées à partir de la relation de Shvidchenko et al. (2001 ; voir plus loin), qui fournit par ailleurs des valeurs très proches de celle de Recking (2008).

Enfin, trois relations basées sur les forces tractrices ont été utilisées :

- la première correspond à une valeur constante du paramètre de Shields θ_{c50} fixée à 0,03. Cette valeur est recommandée par de nombreux auteurs pour des lits de graviers ou gravo-sableux (Meyer-Peter et Müller 1948, Andrews 1984 d'après Auble et al. 2009, Wilcock et al. 1996, Wu et al. 2000, Elliott et Hammack 2000 d'après Elliott 2002) ou pour des sédiments uniformes (Neill 1968, Parker et al. 2008, d'après Wilcock et al. 2009). D'après Buffington et Montgomery (1997), elle correspond à la valeur minimale obtenue sur différents types de lit par détection visuelle des particules mises en mouvement. Ils recommandent cette valeur pour limiter les surestimations des forces tractrices efficaces critiques en raison de la part variable de l'énergie dépensée par les formes de résistance du lit dans ces différentes expériences. La relation $\tau'_{c50} = 0,03 \cdot (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot d_{50}$ (avec τ'_{c50} et d_{50} respectivement exprimés en N.m^{-2} et en m) permet donc d'obtenir une première évaluation de la force tractrice efficace critique ;
- la relation de Shvidchenko et al. (2001) permet de réévaluer la force tractrice efficace critique à l'égard de la pente relativement forte des tronçons étudiés et de la taille des particules considérées. Outre l'influence potentiellement significative de la taille des particules (liée à la forme concave de la courbe de Shields pour les particules grossières selon Shvidchenko et Pender 2000 ; cf. § 1.2.4.b – commentaire sur le paramètre de mobilité A), elle présente l'avantage de reposer sur des observations corrigées vis-à-vis des formes du lit (et des effets de paroi latérale ou *sidewall effect*), ce qui n'est pas le cas des relations qui ne prennent en compte que l'influence de la pente (Mueller et al. 2005, Lamb et al. 2008, Recking 2008 et Parker et al. 2011 ; **tableau 20**). De plus, Shvidchenko et al. (2001) ont montré que leur relation présentait une bonne capacité de prédiction des contraintes critiques adimensionnelles ($r^2 = 0,99$ pour la régression linéaire entre les valeurs prédites et les valeurs mesurées) ;

- la troisième relation $\tau_{c50} = 0,03 \cdot (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot d_{50} \cdot \left(\frac{n}{n'}\right)^{3/2}$ correspond à la première estimation de la force tractrice efficace critique corrigée par le rapport $\left(\frac{n}{n'}\right)^{3/2}$ pour tenir compte de la part de rugosité n' liée à la seule résistance des particules comme le préconise Richards (1982). Il s'agit donc d'une estimation de la force tractrice totale de mise en mouvement.

b) Application des relations prédictives

Les formules retenues ont été appliquées sur les sept transects sélectionnés (5 sur la Chaudanne et 2 sur les Presles) à partir des mesures topographiques et granulométriques (granulométrie de surface des seuils) collectées sur le terrain (**tableau 24**). Pour le ruisseau de la Chaudanne, les mesures de rugosité ont ensuite permis de convertir les forces tractrices en débit unitaire et puissance spécifique via la relation $\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot I$.

Toutes les relations ont été appliquées en considérant des constantes d'accélération gravitationnelle et de masses volumiques fixées à : $g = 9,81 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$; $\rho = 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$; $\rho_s = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. A l'exception des formules pour la mise en mouvement globale du lit de Schoklitsch (1950), qui utilise le d_{40} , et de Bathurst (2007), qui utilise le d_{84} , toutes les relations ont été appliquées sur le diamètre médian des particules à la surface du lit. La rugosité de grain n' (uniquement liée aux particules) a été estimée à partir des relations de Richards (1982 ; $n' = 0,048 \cdot d_{50}^{1/6}$) et Lane et Carlson (1954 d'après Rollet 2007 ; $n' = 0,047 \cdot d_{75}^{1/6}$). Ces deux relations prédisant des coefficients n' très proches (écart maximum de 0,003), une valeur moyenne par transect a été appliquée (**tableau 24**). Sur le ruisseau de la Chaudanne, la rugosité totale du lit n a été fixée à 0,09 sur la base d'observations de terrain (cf. § 3.1.2.a). Cette valeur correspond aux plus faibles débits pour lesquels on dispose d'une mesure de rugosité (environ $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

Transect		d_{40} (mm)	d_{50} (mm)	d_{84} (mm)	Pente (%)	θ_{c50}^a	n'^b	n^c
Chaudanne	n°1	16	18,5	40	1,20	0,047	0,0254	0,09
	n°2	21	28	63	2,72	0,054	0,0275	0,09
	n°3	22	26	46	2,51	0,054	0,0267	0,09
	n°4	16	21	56	2,04	0,053	0,0267	0,09
	n°5	18	22	48	1,77	0,050	0,0263	0,09
Presles	n°1	12	18	49	2,10	0,055	0,0258	-
	n°2	15	21	64	3,20	0,060	0,0267	-

^a estimations selon la relation de Shvidchenko et al. (2001) ; ^b moyenne des estimations issues des relations $n' = 0,048 \cdot d_{50}^{1/6}$ (Richards 1982) et $n' = 0,047 \cdot d_{75}^{1/6}$ (Lane et Carlson 1954 d'après Rollet 2007) ; ^c valeur moyenne de rugosité totale évaluée sur le terrain pour des débits d'environ $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Tableau 24 : paramètres utilisés pour l'application des relations prédictives de mise en mouvement

3.1.2- Approche de terrain

a) Suivi des particules grossières

Sur les tronçons considérés, deux à cinq transects ont été implantés sur des faciès d'écoulement de type seuil naturel (*riffle* ou radier selon la classification à Malavoi 1989) dont la distribution granulométrique est généralement représentative des conditions hydrauliques et de la dynamique du transport solide des cours d'eau (Billi et Paris 1992). Nous considérons également que ces faciès contrôlent la stabilité du lit (Jackson et Beschta 1982, Williams et Wolman 1984 d'après Rollet 2007) et que l'évolution verticale du lit ne peut être significative que si la fraction grossière des particules constituant les seuils est mise en mouvement. Ce postulat s'appuie notamment sur le modèle de Jackson et Beschta (1982), établi sur un cours d'eau à séquences seuil-mouille (*pool-riffle* ; Flynn Creek, Oregon, 2 km²), qui dissocie deux phases de transport solide. Ils considèrent qu'une première phase de transport des sédiments fins (essentiellement sableux) issus des mouilles, des bancs de convexité et des berges précède une phase de transport total. Cette seconde phase est associée à des débits plus intenses capables de mobiliser les particules grossières constituant l'armure des seuils et d'engendrer des modifications morphologiques plus importantes.

Détermination des particules mises en mouvement

L'utilisation de traceurs (**figure 54**) est apparue préférable *a priori* à la méthode d'échantillonnage par préleveur de type Helley-Smith. D'un point de vue pratique, cette dernière impose la présence d'un opérateur lors des crues et nécessite de nombreux prélèvements (et analyses consécutives) pour un même évènement de crue. Elle peut également entraîner de nombreux biais liés à l'efficacité de piégeage du préleveur (Ashiq et Bathurst 1999, Batalla et Martin-Vide 2001), aux problèmes d'échelle et d'échantillonnage dans le cas de la méthode *Largest Grain* (Wilcock 1988, 1992, cf. § 1.2.3.c), ou à l'influence du seuil de mise en mouvement adopté et des conditions hydrauliques dans le cas de la méthode *Reference Transport* (Buffington et Montgomery 1997). Les traceurs sélectionnés *in situ* sont représentatifs des sédiments en place et permettent de s'affranchir d'une partie de ces problèmes. En fait, la méthode *Reference Transport* paraît plus fiable pour établir des relations de compétence, mais elle ne permet pas de déterminer la proportion de particules du lit mises en mouvement, ce qui la rend moins efficace dans le cadre de cette étude visant davantage à déterminer l'efficacité morphogène des crues. De plus, les traceurs rendent compte des conditions de mise en mouvement propres au site où ils sont déposés alors que les particules piégées par un préleveur peuvent avoir été mises en mouvement en amont (Ashiq et Bathurst 1999).

Des échantillonnages par maillage ou *grid sampling* (Wolman 1954) ont été effectués pour caractériser la distribution granulométrique de surface des seuils et pour collecter les particules nécessaires au suivi. Parmi les particules échantillonnées, toutes celles qui avaient une taille suffisante (supérieure au d_{50} environ) pour être visuellement détectables ont été peintes, en utilisant une couleur par transect, puis remises en place sur le seuil (**tableau 25, figure 55**). Après les crues, la taille des particules mises en mouvement a été déterminée par deux méthodes différentes. Dans un premier temps (les deux premiers évènements suivis en 2006 sur la Chaudanne), nous avons relevé uniquement la granulométrie des particules peintes qui étaient restées en place. La détermination de la taille des particules mises en mouvement reposait alors sur la comparaison de la distribution granulométrique des particules en place avant/après crue. Cette méthode s'est avérée difficile du fait de la faible reproductibilité des

mesures de l'axe b de chaque particule. Par la suite, nous avons donc recherché systématiquement les particules peintes déplacées à l'aval de leur site initial pour mesurer le diamètre maximum des particules mises en mouvement. Toutes les particules retrouvées (sur le seuil ou en aval) étaient remises en place sur leur transect initial après chaque crue. Lorsque le nombre de particules peintes retrouvées était largement inférieur au nombre initial de particules (100), un nouvel échantillonnage était réalisé pour compléter les particules peintes. 50 à 100 traceurs étaient ainsi (re)mis en place avant la crue suivante.



Figure 54 : utilisation des traceurs sur la Chaudanne (transect n°5) : (a) mise en place ; (b) état final après la crue du 4 septembre 2008 ($1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)

Transect		d_{50} des traceurs (mm)	d_{50} du lit (mm)	$\frac{d_{50} \text{ traceurs}}{d_{50} \text{ lit}}$
Chaudanne	n°1	31	18,5	1,68
	n°2	48,5	28	1,77
	n°3	39	26	1,50
	n°4	48,5	21	2,31
	n°5	36	22	1,64
	n°6	30	16	1,88
Presles	n°1	53	21	2,52
	n°2	40	17,5	2,29

Tableau 25 : synthèse des caractéristiques granulométriques des traceurs par rapport à la distribution des sédiments du lit (faciès de type seuil ou radier)
Le rapport du diamètre médian des particules peintes sur celui des particules du lit est plus élevé sur le ruisseau des Presles du fait d'une plus grande proportion de particules sableuses (figure 55)

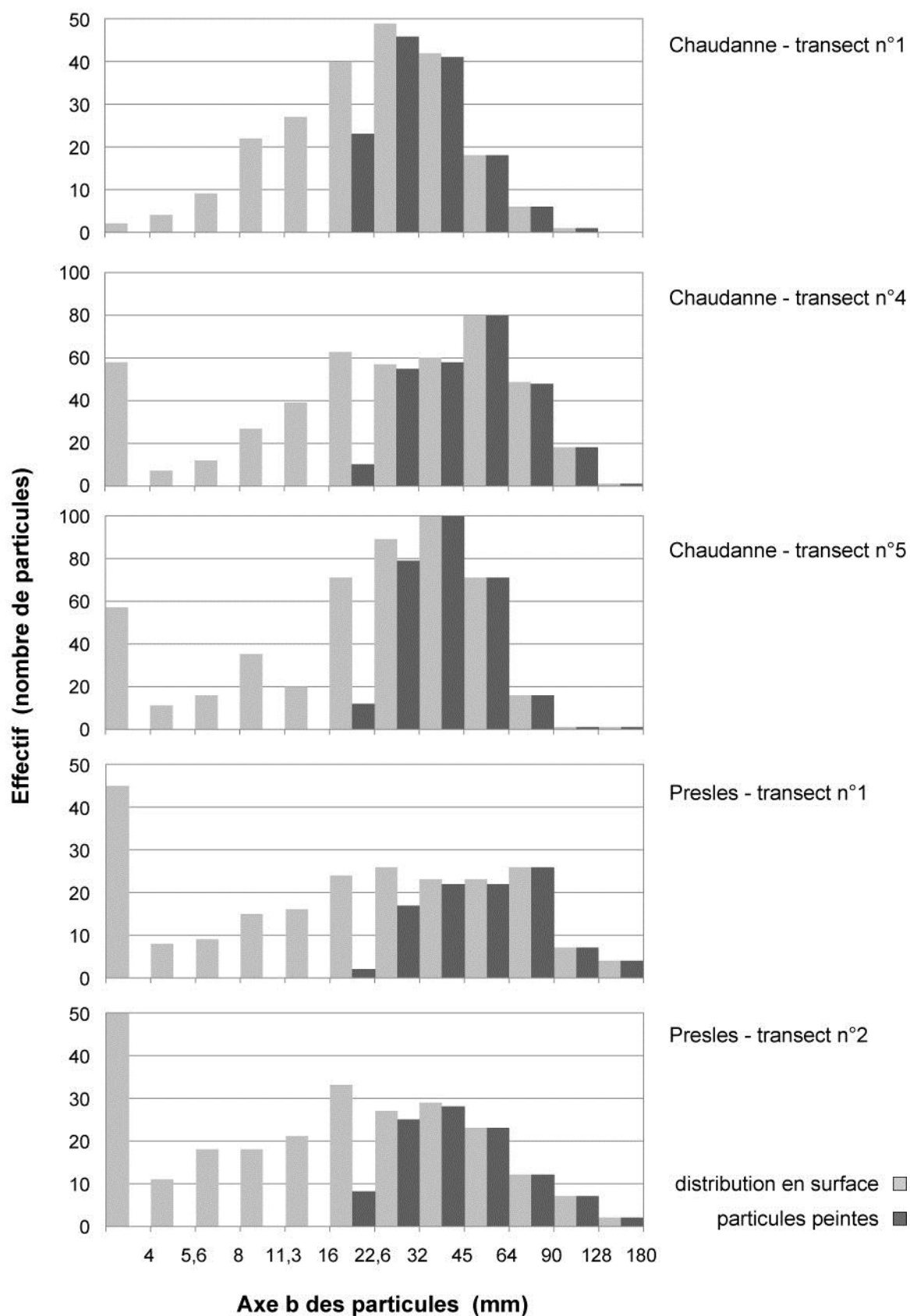


Figure 55 : distribution granulométrique des seuils et des échantillons sélectionnés pour le marquage des particules (traceurs)

Estimation des conditions hydrauliques des sections étudiées

Sur le ruisseau de la Chaudanne, trois levés topographiques successifs (**figure 56**) ont été réalisés pour tenir compte de l'évolution morphologique des sections pendant la période d'étude (mai 2006 à septembre 2009). Les débits ont été enregistrés au niveau d'un canal jaugeur Parshall géré par le Cemagref de Lyon (équipement OTHU) à l'amont immédiat du tronçon étudié (au lieu-dit la Léchère). Deux échelles à maximum ont également été installées sur les transects n°1 et 4 pour mesurer le niveau d'eau maximal atteint lors de certaines crues. Ces mesures ont permis d'estimer la pente de la ligne d'eau et, en utilisant la formule de Manning-Strickler, la rugosité du chenal aux pics de crue (**tableau 26**).

La pente de la ligne d'eau diminue très légèrement pour les débits les plus élevés, mais elle reste proche de la pente du lit (0,0214) pour des débits inférieurs ou égaux à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Les coefficients de rugosité n de Manning sont compris entre 0,078 et 0,130 pour des débits de pointe allant de 1,0 à plus de $2,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (période de retour de 0,2 à 10 ans). Les plus fortes valeurs de rugosité sont peu fiables car elles ont été mesurées lors des crues les plus intenses dont les débits de pointe ont dépassé la capacité du canal jaugeur (débordements qui ont engendré une sous-estimation des débits de pointe). Les valeurs les plus faibles correspondent à des débits légèrement supérieurs au débit de pleins bords du chenal de basses eaux. Pour chaque événement suivi, les débits unitaires, les puissances spécifiques et les forces tractrices totales ($\tau = \rho \cdot g \cdot R \cdot I$) correspondant au débit de pointe ont alors été déterminés à partir de la géométrie de la section étudiée et de la formule de Manning-Strickler, en considérant une rugosité moyenne de 0,08 pour le transect n°1 et 0,09 pour les transects n°4 et 5.

Débit de pointe ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	n de Manning sur le transect n°1	n de Manning sur le transect n°4	Pente moyenne de la ligne d'eau (%)
1,003	0,081	0,091	2,08
1,116	0,078	0,099	2,06
2,563 ^a	nr	0,130 ^b	nr
2,822 ^a	0,105 ^b	0,118 ^b	1,99

^a sous-estimation (débordement du canal jaugeur) ; ^b surestimation

Tableau 26 : estimations des coefficients de rugosité totale et de la pente de la ligne d'eau sur le tronçon incisé de la Chaudanne

Sur le ruisseau des Presles, la période d'investigation a été beaucoup plus courte (avril à septembre 2009) et la morphologie du cours d'eau n'a pas évolué. Un seul levé topographique a donc été réalisé sur les deux transects étudiés (**figure 57**). Les données hydrologiques ont été enregistrées par un capteur limnimétrique mis en place par Benoît Sarrazin (ISARA-Lyon). Des jaugeages au sel ont été réalisés pour établir une courbe de tarage et convertir les hauteurs d'eau en débits (B. Sarrazin, C. Oehler, A. Barra ; Barra 2009).

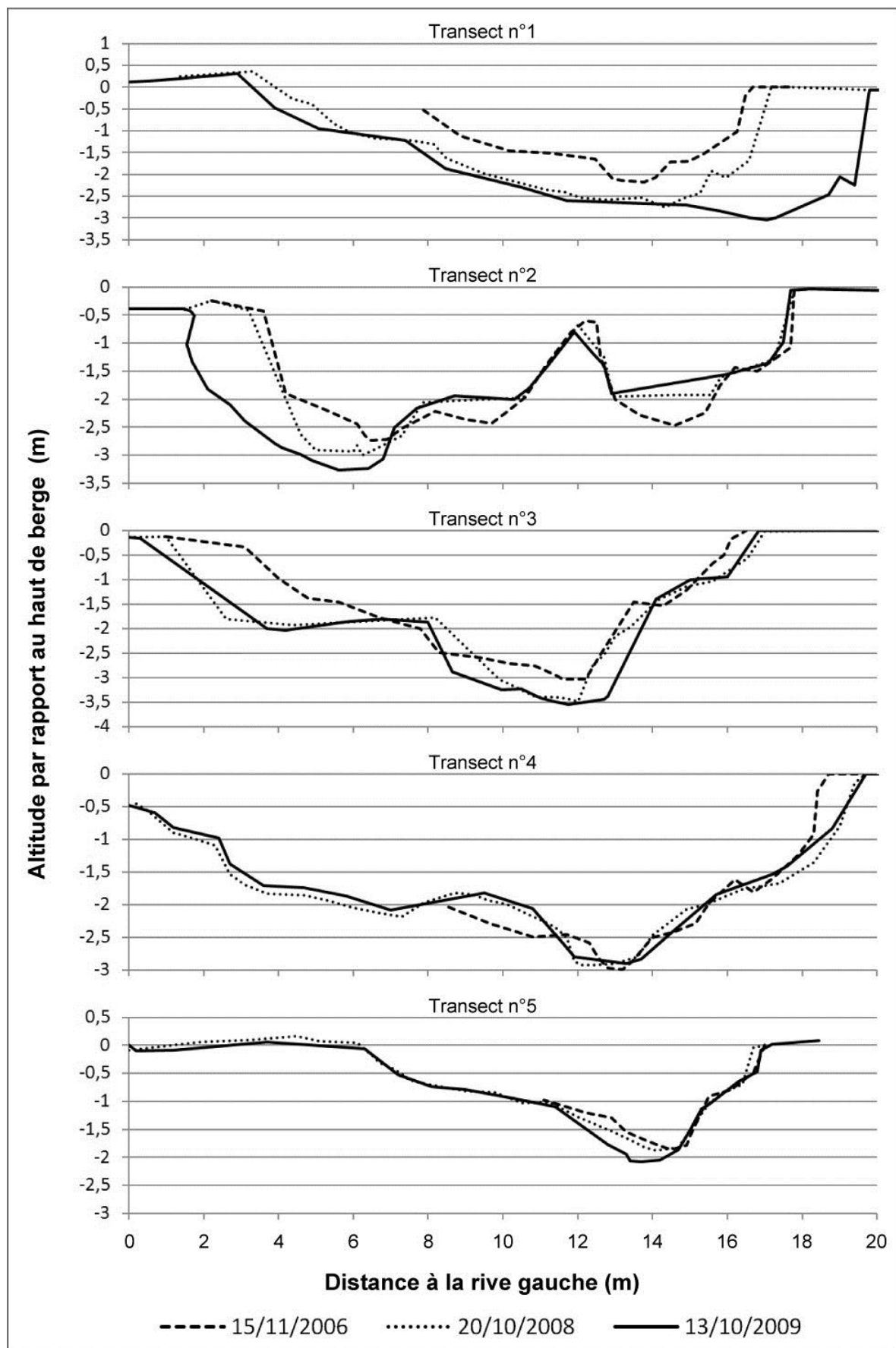


Figure 56 : profils en travers du tronçon incisé sur la Chaudanne (les transects sont numérotés d'amont en aval)

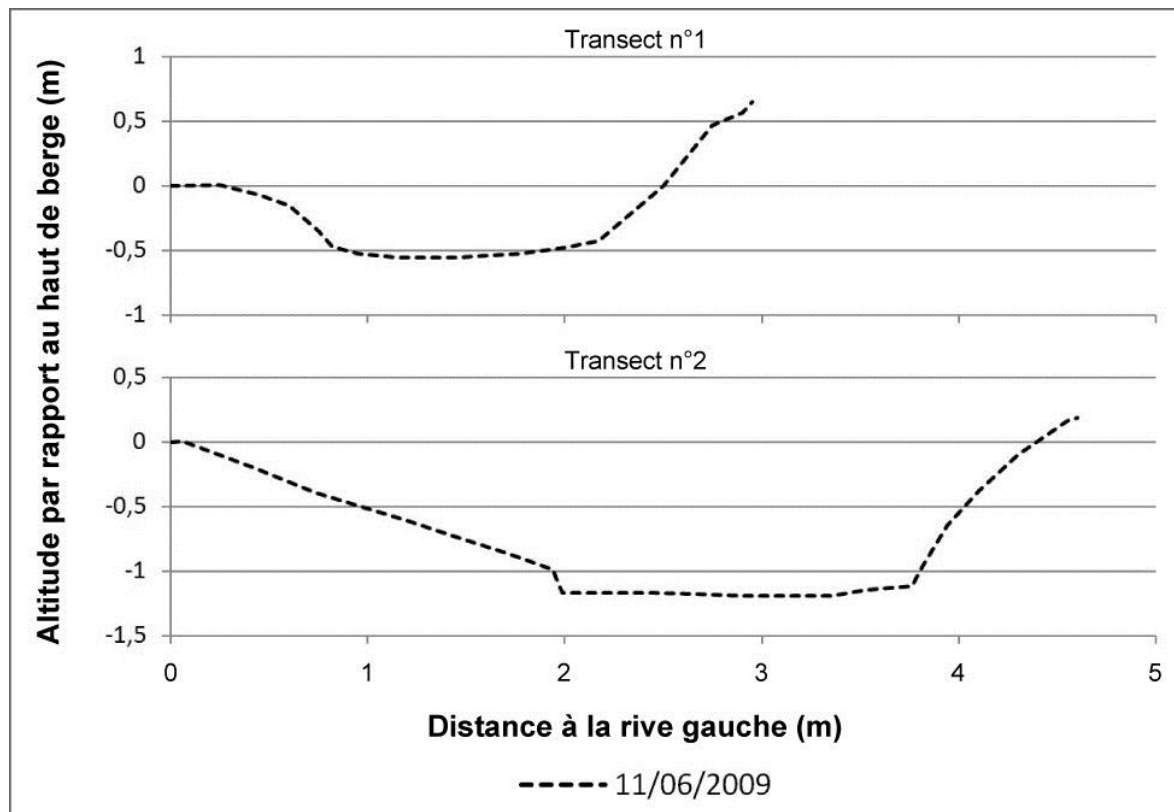


Figure 57 : profils en travers du tronçon étudié sur les Presles (les transects sont numérotés d'amont en aval)

b) Suivi des particules fines

Le suivi des particules fines avait pour but de compléter les observations réalisées sur les particules grossières. Il s'agissait notamment de vérifier : 1) si le seuil de mise en mouvement des sables est semblable ou différent de celui des particules grossières ; 2) si la déstabilisation de la couche de surface des faciès lotiques (*riffle* ou radier), ou la déstabilisation des berges consécutive à l'érosion verticale du lit, s'accompagnait d'un pic ou d'une augmentation remarquable du transport sableux.

Equipement du ruisseau de la Chaudanne

Sur la Chaudanne, un dispositif associant un préleveur automatique d'eau, un turbidimètre et une centrale d'acquisition qui enregistrerait les mesures de turbidité toutes les 2 minutes (**figure 58**) a été installé pour suivre la charge solide fine. Le turbidimètre permettait à la fois d'évaluer de manière quasi-continue l'évolution de la charge en suspension et de déclencher les prélèvements lorsqu'un seuil de turbidité était atteint. Sur la base de quelques essais, nous avons fixé un seuil relativement élevé de 100 NTU (*Nephelometric Turbidity Unit*) de manière à éviter les déclenchements intempestifs. Les prélèvements étaient ensuite effectués à intervalles réguliers (toutes les 15 minutes). L'extrémité du tuyau d'aspiration était fixée à une racine légèrement surélevée par rapport au fond du lit, face vers l'aval. Ce dispositif, plus complexe et consommateur d'énergie que celui installé sur les Presles, s'est avéré très problématique pour une utilisation prolongée sur le terrain : faible autonomie, système de sauvegarde des données précaire (effacement de la mémoire en cas de panne d'alimentation), problèmes de surtension, déclenchements intempestifs.

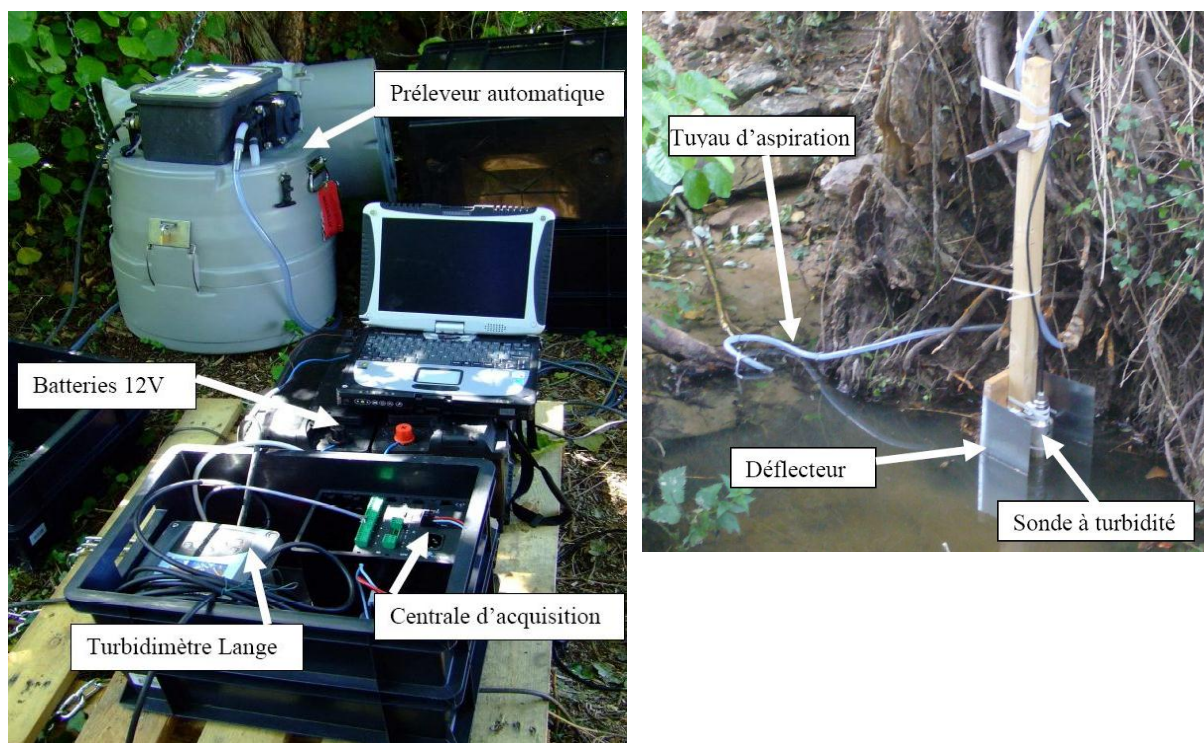


Figure 58 : dispositif de suivi des particules fines sur le ruisseau de la Chaudanne (Barra 2009)

Equipement du ruisseau des Presles

Sur les Presles, le préleveur automatique d'eau était asservi à une sonde de pression (**figure 59**). Après dépassement du seuil de hauteur d'eau, les prélèvements étaient effectués toutes les 15 minutes. L'extrémité du tuyau d'aspiration était ancrée à proximité du fond du lit, face vers l'aval, sur une plaque de manière à éviter d'aspirer les particules immobiles du fond du lit. La sonde de pression était également raccordée à un enregistreur pour assurer le calage chronologique des prélèvements avec les données limnimétriques.

Analyses en laboratoire

Les échantillons prélevés (500 ml pour la Chaudanne et 1000 ml pour les Presles) ont dans un premier temps été filtrés, séchés et pesés pour déterminer la concentration en matières en suspension. Un premier tamisage a ensuite permis d'éliminer les éventuelles particules grossières (> 2 mm). Après les prétraitements nécessaires (élimination de la matière organique, défloculation et dispersion), la fraction fine (sables, limons et argiles) a été analysée par granulométrie laser. Dans la mesure où le granulomètre ne disposait pas d'un mélangeur permettant d'homogénéiser les échantillons, plusieurs sous-échantillons ont été analysés pour limiter les problèmes de sur/sous-représentation de certaines fractions qui se sont avérés très importants.

Les paramètres mesurés sur les échantillons sont donc les suivants :

- mode(s) granulométrique(s) ;
- diamètre médian ;
- diamètre maximal ;
- concentration ;
- turbidité (Chaudanne uniquement).

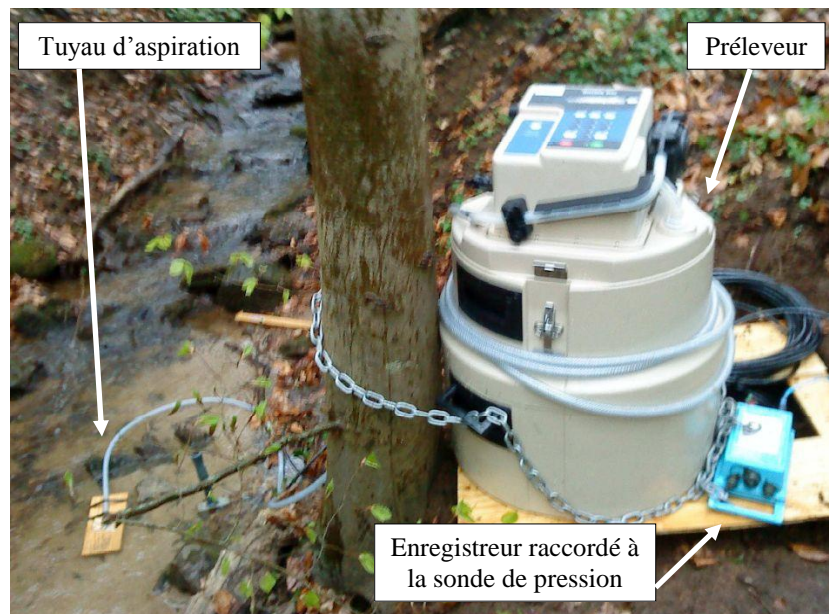


Figure 59 : dispositif de suivi des particules fines sur le ruisseau des Presles (modifié d'après Barra 2009)

3.2- Analyse des influences hydrologiques de l'urbanisation

Sur le ruisseau de la Chaudanne, l'évolution hydrologique liée à l'urbanisation a été évaluée grâce à un algorithme de filtrage élaboré par P. Breil (Cemagref de Lyon). Il a été appliqué sur les mesures de débits enregistrés par le canal jaugeur entre 2005 et 2010 (notés QTM) pour reconstituer la chronique des écoulements dits « naturels » (notés QNR) et celle des apports dits « urbains » (notés QUR) (**annexe 2**). Le filtre s'appuie sur les propriétés de la chronique des débits à pas de temps variable : les apports urbains et les apports ruraux sont discriminés selon un seuil minimal de moyenne mobile (ou minimum glissant) de la variable temps. Les augmentations brutales de débits sont ainsi assimilées à la contribution rapide des surfaces urbaines alors que les augmentations plus lentes, qui s'apparentent davantage à la forme des hydrogrammes de crues sur sols perméables, sont attribuées aux surfaces rurales (**figure 60**). La méthode de filtrage a été calée (nombre de valeurs du minimum glissant) et validée sur un site plus en amont (site OTHU du pont de la Barge), où sont mesurés les débits provenant des surfaces rurales amont et les débits déversés par d'un déversoir d'orage. **Cette méthode permet donc essentiellement d'évaluer l'impact des rejets urbains provenant des surfaces imperméables drainées par le réseau d'assainissement, et plus particulièrement celui des déversoirs d'orage du réseau unitaire.**

Pour caractériser l'évolution hydrologique et son influence sur la stabilité des chenaux, les paramètres suivants ont été calculés sur les chroniques avant (QTM) et après filtrage (QNR) :

- le rapport des débits de pointe (QTM/QNR) représente l'évolution de l'intensité maximale d'une même crue ;
- la fréquence annuelle de dépassement des débits critiques correspond au nombre annuel moyen de crues capables de déstabiliser la couche de surface du lit et d'entraîner des modifications morphologiques significatives ; ce serait l'indicateur le plus pertinent pour évaluer l'impact de l'urbanisation sur la stabilité des chenaux d'après Gregory et Madew (1982) ;

- la durée annuelle de dépassement est un indicateur complémentaire de l'intensité des écoulements pour évaluer leur efficacité géomorphologique ; elle détermine l'importance relative des débits sur les quantités de sédiments transportées et sur l'ajustement des formes des chenaux (dimensions et granulométrie) (Wolman et Miller 1960, Pickup et Warner 1967, Andrews 1984, Andrews et Nankervis 1995, Costa et O'Connor 1995, d'après Konrad et al. 2005) ;
- la durée moyenne par dépassement a également été calculée pour analyser l'évolution de la rapidité des crues morphogènes ;
- le volume annuel surcritique correspond au volume d'eau écoulé au-dessus des débits critiques (surface de l'hydrogramme située au-dessus des débits critiques) ; ce paramètre permet d'évaluer la quantité d'énergie exercée par les écoulements morphogènes en intégrant à la fois l'influence de la durée et de l'intensité des écoulements.

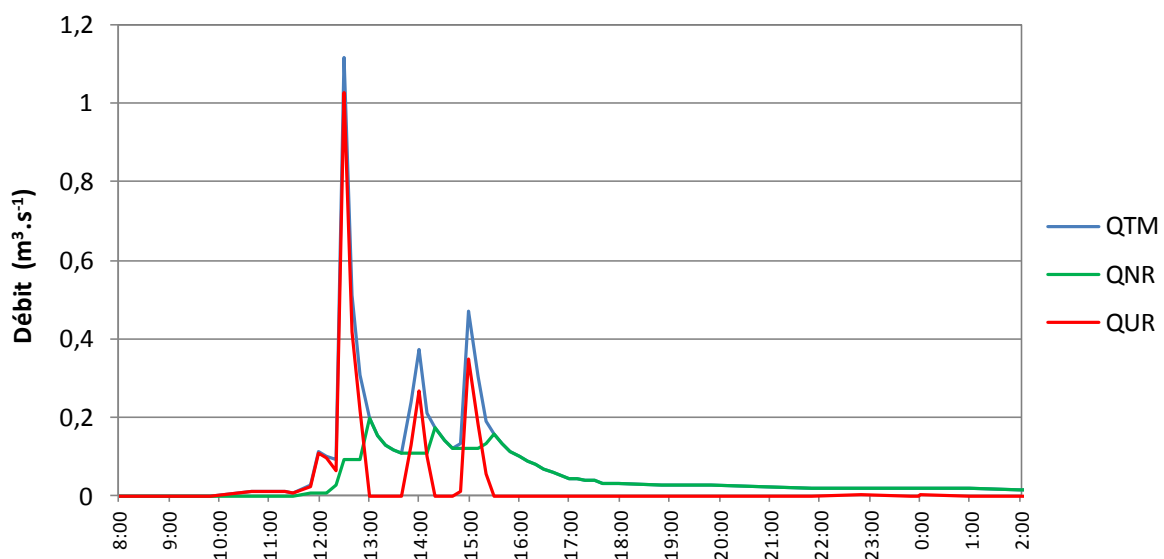


Figure 60 : application de l'algorithme de filtrage sur la crue du 18 mai 2006 (QTM : débit total mesuré ; QNR : débit naturel reconstitué ; QUR : débit urbain reconstitué)

4- Résultats

4.1- Débits critiques de mise en mouvement sur le ruisseau de la Chaudanne

4.1.1- Approche théorique

a) Prédictions des débits unitaires de mise en mouvement

Les résultats des formules de prédiction appliquées aux cinq transects du tronçon incisé de la Chaudanne sont présentés dans le **tableau 27**. Sur la **figure 61**, les estimations sont toutes exprimées sous forme de débit unitaire pour comparer les différentes relations et différentes approches (force tractrice, débit unitaire et puissance spécifique) et pour apprécier visuellement la variabilité intra-site des estimations.

Formule ^a	Force tractrice (N.m ⁻²)	Débit unitaire (10 ⁻³ .m ² .s ⁻¹)	Puissance spécifique (W.m ⁻²)
$\theta = 0,03$ soit $\tau'_{c50} = 0,486 . d_{50}$	11,2 ± 1,7	14 ± 2	2,8 ± 0,6
Shvidchenko et al. 2001 ^b $\tau'_{c50} = 9,71 . d_{50} . I^{0,278} . A^{-1}$	19,4 ± 3,7	37 ± 4	7,2 ± 1,9
Force tractrice totale $\tau_{c50} = \tau'_{c50} . \left(\frac{n}{n'}\right)^{1,5}$	69,8 ± 8,1	324 ± 83	61,3 ± 7,9
Schoklitsch 1950 $q_c = 1,89 . 10^{-5} . d_{40}^{1,5} . I^{-1,17}$	43,8 ± 6,2	150 ± 34	28,7 ± 4,7
Bathurst et al. 1987 $q_c = 1,49 . 10^{-5} . d_{50}^{1,5} . I^{-1,12}$	41,0 ± 7,0	133 ± 19	26,0 ± 5,0
Ferguson 1994 $q_{c50} = 8,15 . 10^{-4} . \theta_{c50}^{1,87} . d_{50}^{1,5} . I^{-1,37}$	29,5 ± 4,9	76 ± 9	14,9 ± 3,0
Bathurst 2007 $q_{2c} = 5,08 . 10^{-6} . d_{50}^{1,5} . I^{-1,20}$ $q_{2c} = 1,32 . 10^{-6} . d_{84}^{1,5} . I^{-1,23}$	26,2 ± 3,8 25,3 ± 3,8	63 ± 11 60 ± 13	12,1 ± 2,1 11,5 ± 2,2
Bagnold 1980 ^c $\omega_{c50} = 11,8 . \theta_{c50}^{1,5} . d_{50}^{1,5} . \log\left(\frac{12h}{d_{50}}\right)$	47,1 ± 10,8	163 ± 10	32,8 ± 9,2
Ferguson 2005 ^d $\omega_{c50} = 18,1 . \theta_{c50}^{5/3} . d_{50}^{1,5} . I^{-0,17}$	43,3 ± 8,8	143 ± 11	28,4 ± 7,0
Petit et al. 2005 – bassins moyens ^e $\omega_{c50} = 0,130 . d_{50}^{1,438}$	26,0 ± 4,4	61 ± 12	12,0 ± 2,6
Petit et al. 2005 – Rulles ^f $\omega_{c50} = 1,374 . d_{50}^{0,963}$	43,4 ± 5,8	147 ± 26	28,2 ± 4,1
Petit et al. 2005 – têtes de bassin ^g $\omega_{c50} = 1,475 . d_{50}^{1,02}$	51,0 ± 7,0	189 ± 32	36,4 ± 5,5
Parker et al. (2011) $\omega_{c50} = 0,206 . d_{50}^{1,5}$	38,2 ± 7,1	117 ± 13	23,1 ± 5,1

^a formules exprimées avec d_i en mm, $\rho = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$, $\rho_s = 2650 \text{ kg.m}^{-3}$, $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$; ^b $A = 4,6 - 1,1 . (\log(d_{50}))^3 + 4,8 . (\log(d_{50}))^2 - 5 . \log(d_{50})$; ^c calculé avec $h/d_{50} = 10$ qui correspond aux conditions observées sur le terrain pour la mise en mouvement d'un faible nombre de particules; ^d relation établie avec la loi de frottement de Manning-Strickler; ^e relation établie sur 7 rivières de taille moyenne (42-474 km²); ^f relation établie sur la rivière Rulles (16 km²); ^g relation établie sur 4 ruisseaux de tête de bassin dans les Ardennes (Waidages, Mer, Wavelinse, Belleva; 0,3-12,5 km²) d'après la compilation de Petit et al. (2005)

Tableau 27 : conditions théoriques de mise en mouvement pour le ruisseau de la Chaudanne (valeurs moyennes et écart-types)

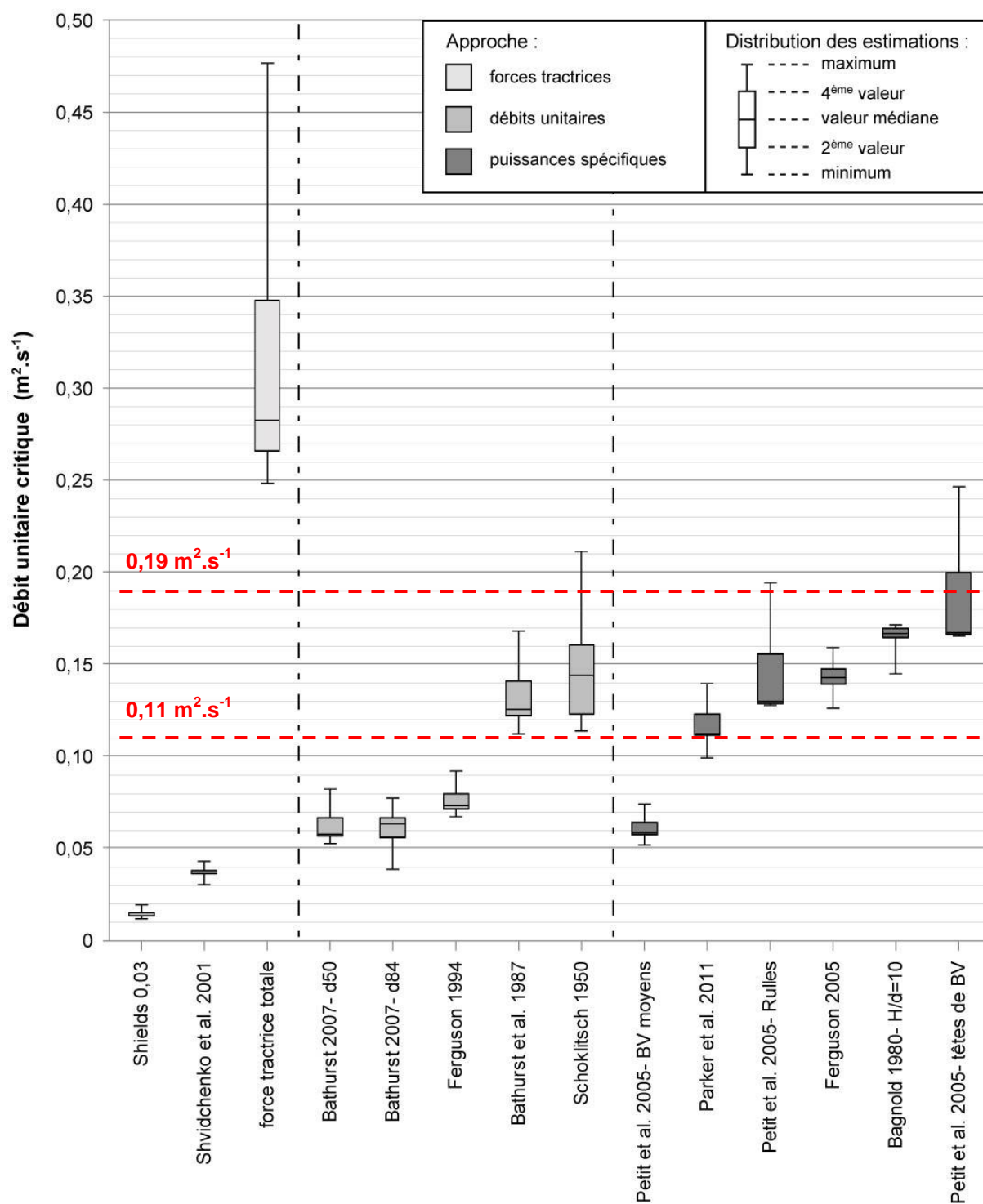


Figure 61 : débits unitaires théoriques de mise en mouvement sur les cinq transects du tronçon suivi de la Chaudanne

b) Comparaison et critique des prédictions

La forte dispersion des estimations réalisées à partir des forces tractrices témoigne de la difficulté à évaluer les formes de résistance du lit. En fixant le paramètre de Shields θ_{c50} à 0,03, les débits unitaires obtenus varient en moyenne avec un facteur de 22 selon que l'on néglige ces formes de résistance (« Shields 0,03 » ; **figure 61**) ou que l'on les intègre en évaluant le rapport n'/n à partir des relations de Richards (1982) et Lane et Carlson (1954 d'après Rollet 2007) et des mesures de rugosité totale obtenues *in situ* (« force tractrice totale » ; **figure 61**). Comme le souligne Petit (1990), cette dernière méthode sous-estime fortement la part de la force tractrice efficace, et conduit donc à une importante surestimation des conditions de mise en mouvement. L'estimation réalisée à partir de la relation de Shvidchenko et al. (2001), qui intègre à la fois l'influence de la pente du lit et de la taille absolue des particules (*cf.* § 1.2.4.b), permet notamment de réévaluer la force tractrice efficace critique à l'égard de la pente relativement forte du tronçon étudié. La valeur de θ_{c50} résultant de cette relation s'élève en moyenne à 0,052, ce qui fait plus que doubler les débits unitaires critiques par rapport à $\theta_{c50} = 0,03$. Si l'on se base sur les relations établies par Mueller et al. (2005), Lamb et al. (2008), Recking (2008) et Parker et al. (2011) pour rendre compte de la seule influence de la pente, le paramètre de Shields atteindrait une valeur moyenne au moins égale à cette dernière estimation (0,066, 0,056, 0,052 et 0,063 respectivement). La valeur la plus faible, issue de la relation de Recking (2008), est identique à celle obtenue par la relation de Shvidchenko et al. (2001). Recking (2008) ne précise pas s'il applique une correction à ces mesures pour s'affranchir des formes de résistance du lit, mais cela semble être le cas contrairement aux trois autres relations.

Dans leur ensemble, les relations basées sur les débits unitaires et les puissances spécifiques fournissent des résultats semblables et systématiquement compris dans l'intervalle défini par les estimations issues des relations basées sur les forces tractrices (force tractrice efficace et force tractrice totale). On peut grossièrement distinguer deux grandes catégories d'estimations :

- la première correspond à de faibles débits unitaires, compris entre 0,05 et 0,08 m².s⁻¹ environ (Bathurst 2007, Ferguson 1994, Petit et al. 2005 - cours d'eau de taille moyenne) ;
- la seconde correspond à des débits unitaires nettement plus élevés et plus hétérogènes (Bathurst et al. 1987, Schoklitsch 1950, Parker et al. 2011, Ferguson 2005, Bagnold 1980, Petit et al. 2005 - rivière Rulles et cours d'eau de tête de bassin.

La première catégorie de résultats semble peu probante étant donné la forte rugosité du tronçon étudié et la précédente estimation de la force tractrice efficace (d'après les relations de Shvidchenko et al. 2001 ou de Recking 2008). Le tronçon présente effectivement d'importantes irrégularités de formes qui contribuent à dissiper une partie importante de l'énergie des écoulements (forte variation de la géométrie des sections en travers, tracé en plan légèrement sinueux, séquences seuils-mouilles ou seuils-plats, présence de végétation et d'embâcles). Cette dissipation d'énergie peut être évaluée par le rapport entre la force tractrice efficace τ' et la force tractrice totale τ (Petit 1990). La première relation de Petit et al. (2005) a par exemple été établie sur des cours d'eau de taille moyenne (40 à 500 km²) où le rapport τ'/τ varie entre 0,3 et 0,6 pour des écoulements proches du débit à pleins bords (Parotte 1991, Franchimont 1993, Assani et Petit 1995, Deroanne 1995, d'après Petit et al. 2005). Les formes du lit sont généralement plus développées dans les cours d'eau de petite taille, ce qui diminue les valeurs de τ'/τ (Petit et al. 2005). Or l'ensemble des prédictions

issues de cette première catégorie de relations représentent des valeurs de τ'_c/τ_c comprises entre 0,63 et 0,96 (avec $\tau'_c = \tau'_{c50}$ calculé d'après Shvidchenko et al. 2001 ou Recking 2008). On peut donc conclure que ces relations sont inadaptées aux lits qui présentent des formes de résistance prononcées et qu'elles sous-estiment fortement les conditions critiques de mise en mouvement dans le cas du ruisseau de la Chaudanne. La relation de Ferguson (1994, appliquée avec un paramètre de Shields θ_{c50} évalué par la relation Shvidchenko et al. 2001), est notamment basée sur une quasi-absence des formes de résistance du lit car Ferguson considère que celles-ci n'influencent ni les débits unitaires critiques ni les puissances spécifiques critiques (Ferguson 2005). Dans les cas des deux relations proposées par Bathurst (2007) pour estimer l'initiation de la phase 2 du transport solide, les observations et la méthode utilisées pourraient être en cause. Ces relations ont été établies sur des lits plus grossiers que celui de la Chaudanne (22 des 24 sites présentent un diamètre médian compris entre 38 et 146 mm) et sur des rivières nettement plus grandes (superficies de bassin versant comprises entre 21 km² et plus de 1000 km²). Bathurst (2007) a également déterminé les débits unitaires critiques de phase 2 par extrapolation des relations débit solide-débit unitaire pour un débit solide nul en ne retenant que les débits unitaires considérés comme représentatifs de la phase 2. Le début de la phase 2 correspondant à des débits solides relativement élevés, cette extrapolation conduit probablement à une sous-estimation importante.

La seconde catégorie de relations fournit des prédictions plus réalistes mais très hétérogènes. Là encore, l'importance des formes des lits sur lesquels les relations ont été établies semble expliquer les différences entre les estimations. La puissance spécifique adimensionnelle de Parker et al. (2011), établie sur lits expérimentaux bien triés où les formes du lit sont peu développées, correspond aux débits unitaires les plus faibles (0,11 m².s⁻¹ en moyenne). La valeur moyenne maximale (0,18 m².s⁻¹) a été obtenue par la régression établie sur 4 cours d'eau de tête de bassin versant (0,3 à 12,5 km²) caractérisés par des pentes élevées, de fortes densité d'embâcles et/ou de nombreux affleurements rocheux (Assani 1991, Mercenier 1973, Dave 1975, d'après Petit et al. 2005). Cela se traduit par une très faible part de la force tractrice efficace, à l'exemple du ruisseau de Waidages où le rapport τ'/τ a été évalué à 0,05 en présence de nombreux embâcles puis a atteint 0,38 après destruction des embâcles (Assani et Petit 1995). Leur pente élevée contribue également à augmenter la valeur du paramètre adimensionnel de Shields. Les relations de Schoklitsch (1950) et Bathurst et al. (1987) établies sur sédiments quasi-uniformes, la relation de Petit et al. (2005) établie sur la rivière Rulles dont le rapport τ'/τ à pleins bords est compris entre 0,15 et 0,3 (Petit 1990), ainsi que les relations semi-empiriques de Bagnold (1980) et Ferguson (2005) prédisent des débits unitaires intermédiaires, compris en moyenne entre 0,13 et 0,16 m².s⁻¹.

c) Synthèse des résultats : seuils de mise en mouvement

Pour les raisons précédemment énoncées, les résultats issus des forces tractrices ne sont pas directement exploitables. Ils ont été présentés d'une part pour illustrer la difficile mise en pratique de cette approche dans une optique de prédiction des conditions de mise en mouvement et, d'autre part, pour évaluer le débit unitaire correspondant à la force tractrice efficace critique. Cette dernière constitue un élément important pour évaluer la pertinence des estimations basées sur les autres approches. L'importance de la rugosité du lit nous conduit donc à écarter les estimations les plus faibles (Bathurst 2007, Ferguson 1994, 1^{ère} relation de Petit et al. 2005), qui sont plus adaptées aux cours d'eau de grande taille, à faible pente et à faible rugosité.

Il semble également préférable de ne pas tenir compte des estimations basées sur le critère adimensionnel de Parker et al. (2011) établies sur des lits expérimentaux bien triés, dont les fondements sont incertains et dont les conditions d'application en milieu naturel n'ont pas été vérifiées. Les résultats issus de la relation établie sur quatre têtes de bassins ardennais (d'après la compilation de Petit et al. 2005) sont encore écartés car, bien qu'ils correspondent à des systèmes de taille équivalente à celui de la Chaudanne, ils représentent probablement des formes de résistance plus élevées (forte pente, séquence marche-cuvette, nombreux embâcles, affleurements rocheux).

Nous retenons donc les prédictions des relations de Schoklitsch (1950), Bagnold (1980), Bathurst et al. (1987), Ferguson (2005) et Petit et al. (2005 - rivière Rulles), essentiellement comprises dans l'intervalle $0,11-0,19 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Elles correspondent à des approches et à des types de lit distincts mais la variabilité intra-site des prédictions est généralement supérieure aux différences observées entre les relations.

4.1.2- Approche de terrain

a) Mise en mouvement des particules grossières

Entre 2006 et 2009, quatorze événements de crue ont été suivis pour déterminer les conditions critiques de mise en mouvement des particules grossières constituant cinq faciès de type seuil (ou radier) sur le tronçon incisé de la Chaudanne. Plusieurs problèmes nous ont amené à abandonner le suivi de certains faciès puis à sélectionner un jeu de données restreint pour l'analyse et l'interprétation des résultats : la morphologie du tronçon a été considérablement modifiée durant la période d'investigation (incision et effondrement des berges, migration latérale, réorganisation des séquences de faciès), si bien que les levés topographiques antérieurs aux crues n'ont pas toujours été exploitables ; des phénomènes temporaires ont également perturbé la détection des traceurs pendant certaines périodes (recouvrement des traceurs par formation d'un banc, embâcles et débâcles). Par conséquent, seules les données relatives aux transects n°1, 4 et 5 sont présentées et analysées. Les données collectées sur le transect n°4 sont les plus pertinentes car nous disposons du maximum d'observations et d'une meilleure précision des mesures de rugosité sur ce site (implantation des échelles à maximum au droit des transects n°1 et 4).

Le **tableau 28** présente les résultats obtenus sur ces trois transects. Il indique pour chaque événement les principales grandeurs hydrauliques correspondant au débit de pointe, l'axe b maximum des particules mises en mouvement et le pourcentage de traceurs déplacés pendant la crue.

Les résultats seront analysés en deux temps :

- les relations de compétence, qui déterminent la taille maximale de particule dont un écoulement est capable d'initier le transport (Gilbert 1914 d'après Wilcock 1992), seront étudiées dans un premier temps pour examiner la mobilité des différentes tailles de particules et pour évaluer la qualité des données ;
- les relations relatives aux quantités de traceurs mis en mouvement seront ensuite analysées pour apprécier la mobilité globale des particules grossières du lit.

Evènement		Conditions hydrauliques associées au débit de pointe				Traceurs mis en mouvement	
		Q_p	q	τ	ω	axe b maximum	proportion mise en mouvement
		($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$)	($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)	(N.m^{-2})	(W.m^{-2})	(mm)	(en %)
transect n°1	08/05/06	0,189	0,116	25	14	nr	(1-18)
	18/05/06	1,116	0,209	36	25	75	100
	07/08/08	0,271	0,069	19	8	37	9
	04/09/08	1,003	0,184	35	22	68	(30-90)
	01/11/08	2,822	0,402	55	47	98	100
transect n°4	08/05/06	0,189	0,129	41	23	nr	17
	18/05/06	1,116	0,197	55	37	98	57
	07/08/08	0,271	0,133	43	24	78	5
	04/09/08	1,003	0,329	72	58	115	48
	01/11/08	2,822	0,291	70	55	123	96
	15/05/09	0,184	0,067	29	13	52	7
	05/06/09	0,234	0,080	33	16	55	8
	09/06/09	0,311	0,994	37	19	68	7
	15/06/09	0,085	0,035	20	7	38	3
	05/07/09	0,497	0,149	47	29	79	18
	14/07/09	0,439	0,133	44	26	81	10
	17/07/09	0,481	0,144	46	28	70	15
	24/07/09	0,431	0,130	44	25	70	13
	09/08/09	1,996	0,528	95	91	91	59
transect n°5	08/05/06	0,189	0,105	33	18	50	13
	18/05/06	1,116	0,298	62	52	80	89
	07/08/08	0,271	0,125	37	22	63	17
	04/09/08	1,003	0,286	61	50	71	87
	01/11/08	2,822	0,430	79	75	80	95
	15/05/09	0,184	0,079	29	14	72	3
	05/06/09	0,234	0,097	33	17	53	9
	09/06/09	0,311	0,124	38	22	59	(24-44)
	15/06/09	0,085	0,044	21	8	0	0
	05/07/09	0,497	0,186	48	32	82	57
	14/07/09	0,439	0,167	45	29	77	35
	17/07/09	0,481	0,181	47	31	78	31
	24/07/09	0,431	0,165	44	29	71	38
	09/08/09	1,996	0,563	89	98	110	89

Tableau 28 : conditions hydrauliques et résultats des suivis par traçage réalisés sur la Chaudanne (pour les trois transects exploitables)

Relations de compétence : mise en mouvement des différentes tailles de particules

La **figure 62** représente l'évolution de la force tractrice en fonction de l'axe b de la plus grande particule mise en mouvement. Les crues ayant entraîné la mise en mouvement de la plus grande particule présente sur le lit ont été exclues pour ne pas sous-estimer la compétence des écoulements. On constate que l'alignement des points des transects n°1 et 4 (à l'exception d'un point pour le transect n°4) est parallèle aux relations $\theta = 0,06$ (Shields 1936) et $\theta = 0,03$ (Parker et al. 2008 d'après Wilcock et al. 2009). La dispersion des points

du transect n°5 est vraisemblablement liée à une imprécision de la géométrie hydraulique du transect (calculée à partir de la rugosité du transect n°4). Si l'on exclut les points incertains ou aberrants, les forces tractrices de mise en mouvement seraient donc proportionnelles à la taille des particules, ce qui traduit des conditions d'entraînement strictement sélectives. Or ces conditions ne sont observées que dans les lits à granulométrie uniforme, pour lesquels il n'y a pas de phénomène de masquage/surexposition des particules. Cette forme de relation provient très probablement d'une mauvaise reconstitution de l'imbrication des particules du lit lors de la mise en place des traceurs : les traceurs ont en quelque sorte été reposés au-dessus du lit et non pas dans le lit. Ils ne subissent alors quasiment aucune influence des particules voisines et se retrouvent pleinement exposés aux écoulements. Le protocole de mise en place des traceurs à l'origine de ces relations de compétence erronées pourrait donc également entraîner une sous-estimation des conditions de mise en mouvement de l'ensemble des particules.

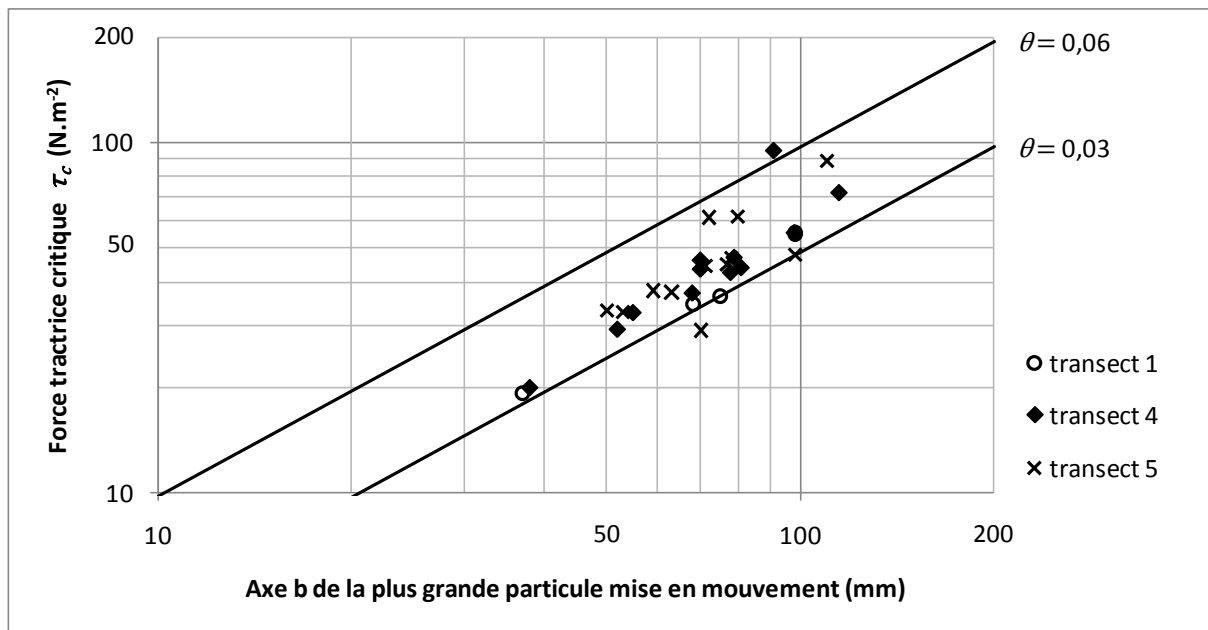


Figure 62 : relation entre la force tractrice critique et l'axe b de la plus grande particule mise en mouvement (les valeurs constantes 0,06 et 0,03 de θ correspondent respectivement aux relations $\tau_c \approx d$ et $\tau_c \approx d/2$)

La **figure 63** montre à son tour que le paramètre de Shields θ est relativement constant pour un même transect, quelle que soit la taille relative de la plus grande particule mise en mouvement, signifiant que la mobilité des particules serait indépendante de leur taille relative. Le fait que la majorité des points se situent en dessous de $\theta = 0,05$, valeur inférieure à toutes les prédictions (§ 4.1.1), soutient également l'hypothèse d'une surexposition des particules. Plus précisément, les valeurs de θ sont comprises dans la fourchette 0,030-0,035 pour le transect n°1 et 0,034-0,039 pour le transect n°4 (en excluant un point). Les valeurs moyennes du paramètre de Shields sont donc très faibles par rapport à l'importance des formes de résistance observées sur le tronçon incisé. Les coefficients de rugosité n de Manning sont compris entre 0,078 et 0,099 pour des débits de pointe d'environ $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (période de retour d'environ 2 mois), qui correspondent à des écoulements débordant légèrement du chenal de basses eaux. Ne disposant pas de mesures de rugosité pour les débits inférieurs à $1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les valeurs minimales de 0,08 pour le transect n°1 et 0,09 pour les transects n°4 et 5 ont été appliquées pour le calcul des forces tractrices. Il est probable que la rugosité du lit ait été surévaluée par cette méthode pour la plupart des observations qui correspondent à des

écoulements canalisés dans le chenal de basses eaux. Dans ce cas, cela diminuerait l'importance de la perte d'énergie liée aux formes de résistance du lit pour la mise en mouvement des particules. Mais les forces tractrices réelles, et les valeurs de θ qui en découlent, seraient encore inférieures aux estimations réalisées, renforçant davantage l'hypothèse d'une surexposition des traceurs.

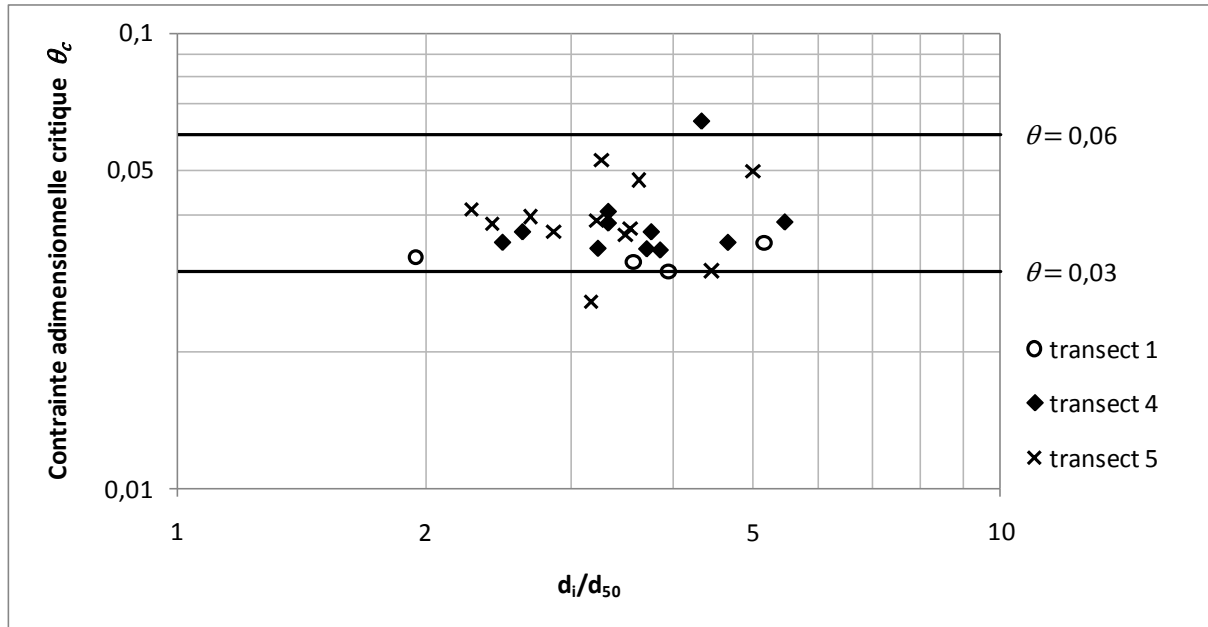


Figure 63 : relation entre le paramètre adimensionnel critique de Shields et la taille relative de la plus grande particule mise en mouvement

Cette première analyse des données révèle donc un problème fondamental lié à l'altération de l'imbrication naturelle des particules lors de la remise en place des traceurs. Deux biais distincts sont à prendre en compte dans l'interprétation des résultats des traçages :

- d'une part, les relations de compétence obtenues ne reflètent pas l'influence de la taille relative des particules constituant le lit et ne peuvent donc pas être utilisées pour prédire la mobilité d'une taille spécifique de particule ;
- d'autre part, l'intensité des conditions critiques de mise en mouvement est sous-estimée par les traceurs.

Relations quantitatives de mise en mouvement : mobilité globale des traceurs

Si la plupart des travaux portant sur les conditions de mise en mouvement des particules visent à définir des relations de compétence, la présente étude concerne davantage l'efficacité morphogène des crues. Or les écoulements qui ont une influence majeure sur la stabilité du lit sont ceux qui permettent l'entraînement d'une proportion significative des sédiments grossiers du lit (Jackson et Beschta 1982, Reid et Frostick 1986, Petit 1994).

La **figure 64** représente le pourcentage de traceurs mis en mouvement en fonction des débits unitaires calculés pour le débit de pointe des événements suivis. Etant donné que les traceurs ont tendance à sous-estimer les conditions critiques de mise en mouvement, on peut dans un premier temps adopter une approche « conservative » visant à estimer un seuil minimal de mise en mouvement en considérant les conditions les plus optimistes vis-à-vis de la mobilité

des particules. Une courbe-enveloppe a donc été ajustée à l'œil à partir des valeurs maximales de traceurs mobilisés pour une condition hydraulique donnée. Elle met en évidence une inflexion de la quantité de particules mobilisées vers $0,13 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Cette valeur correspond à la mise en mouvement de près de 20% des traceurs et on observe une augmentation rapide du nombre de particules mobilisées lorsqu'elle est dépassée : si l'on se fie à la courbe-enveloppe, une augmentation supplémentaire d'environ 40% du débit unitaire ($0,18 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) suffirait à mobiliser la majorité des traceurs. Il faut rappeler que les traceurs utilisés représentent la moitié supérieure de la distribution granulométrique de surface des transects étudiés (distribution tronquée au diamètre médian environ ; **figure 55**). Le débit unitaire de $0,13 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ représente donc un seuil minimal au-delà duquel une part significative des particules grossières constituant la surface des faciès de type seuil (ou radier) est mise en mouvement.

Une seconde approche consiste à comparer les données expérimentales aux estimations des relations prédictives (essentiellement comprises dans l'intervalle $0,11\text{-}0,19 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$; cf. § 4.1.1.c) : seule une faible proportion des traceurs est mise en mouvement pour les débits unitaires inférieurs à $0,11 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$; la moitié des traceurs sinon plus sont mobilisés au-delà de $0,19 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Le débit unitaire permettant de mettre en mouvement une portion suffisante de ces particules pour avoir un effet morphogène notable est donc bien englobé dans cet intervalle.

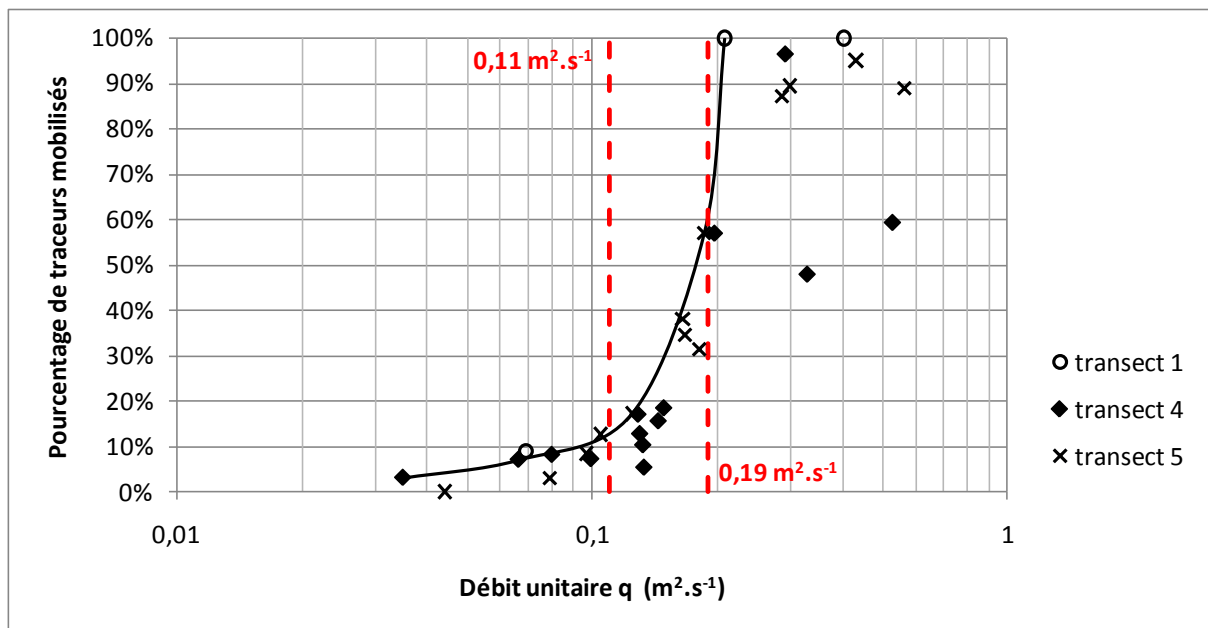


Figure 64 : pourcentage de traceurs mobilisés en fonction du débit unitaire calculé pour le débit de pointe des crues

b) Mise en mouvement des particules fines

Suite à de nombreux problèmes techniques (déclenchements intempestifs, pannes électriques, effacement de la mémoire), les données provenant du dispositif de mesure des particules fines ne sont exploitables que pour deux crues. De plus, la plupart des observations sont représentatives des conditions de dépôt des particules (décru) à cause de l'extrême rapidité des montées de crue liée aux déversements du réseau d'assainissement. Nous disposons donc de très peu d'informations relatives aux conditions d'entraînement des particules fines.

La **figure 65** met en relation la taille des particules transportées (représentée par le diamètre médian, le mode granulométrique et le diamètre maximal des échantillons) et le débit en distinguant les prélèvements effectués en montée de crue et en décrue. Il faut noter que l'absence de mélangeur-répartiteur à l'entrée du granulomètre laser engendre une dispersion fortuite des diamètres médians et des modes pour les échantillons grossiers (sous-échantillons peu représentatifs). L'asymptote observable pour les diamètres maximaux représente le plus grand diamètre accepté par le granulomètre (2 mm).

Les diamètres maximaux montrent que des particules sableuses sont en mouvement pour l'ensemble des observations. Néanmoins, la quantité de sables et la taille maximale des particules augmentent avec l'intensité des écoulements, et il semblerait que la distribution granulométrique de la charge solide en suspension soit légèrement différente selon que l'on considère les échantillons de montée de crue ou de décrue. En décrue, la part des sables reste majoritaire pour les débits supérieurs à 200 l.s^{-1} environ. En-deçà de cette valeur, on n'observe plus de mode sableux et la majorité des particules transportées est constituée de limons (diamètre médian inférieur à $63 \mu\text{m}$). À débit unitaire égal, les échantillons prélevés en montée de crue présentent une granulométrie plus fine. Le prélèvement réalisé à 248 l.s^{-1} présentent notamment un diamètre médian et un mode nettement inférieurs à certains échantillons prélevés en décrue pour un débit plus faible. Le faible nombre d'observations impose la prudence mais il semblerait donc que la mise en suspension d'une quantité importante de particules sableuses intervienne pour un débit supérieur à 250 l.s^{-1} . Ce débit correspond à des débits unitaires de 0,069, 0,085 et 0,102 sur les transects n°1, 4 et 5 respectivement qui entraînent la mise en mouvement d'environ 10% des traceurs (**figure 64**). Par conséquent, il est possible que la mise en mouvement des premières particules de la surface des seuils s'accompagne d'une augmentation significative du transport des particules fines contenues en subsurface (sables moyens à très grossiers).

En revanche, les mesures de concentration et de turbidité ne montrent ni seuil ni inflexion qui pourraient témoigner d'une mise en mouvement soudaine et massive des particules fines (**figure 66**). Les relations quasi-linéaires observées entre ces deux grandeurs et le débit pourraient être liées à une saturation des débits solides (débit solide égal à la capacité de transport). L'abondance des dépôts sableux dans les faciès lenticles ou sous forme de bancs suggère en effet que la fourniture sédimentaire ne constitue pas un facteur limitant du transport sableux dans le tronçon étudié.

4.1.3- Bilan des deux approches : débit de mise en mouvement pour un tronçon non incisé

En résumé, l'approche théorique a montré que l'intervalle de débit unitaire critique de mise en mouvement est compris entre 0,11 et $0,19 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ sur le tronçon incisé de la Chaudanne. L'approche expérimentale a confirmé que les débits unitaires capables de mobiliser une proportion importante des particules grossières du lit (entre 10% et 50% des particules de taille supérieure au diamètre médian environ) sont effectivement englobés dans cet intervalle. Etant donné le biais méthodologique lié à la mise en place des traceurs qui entraîne leur surexposition et donc une sous-estimation des conditions critiques de mise en mouvement, on peut également considérer que les débits unitaires morphogènes sont vraisemblablement supérieurs à $0,13 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$.

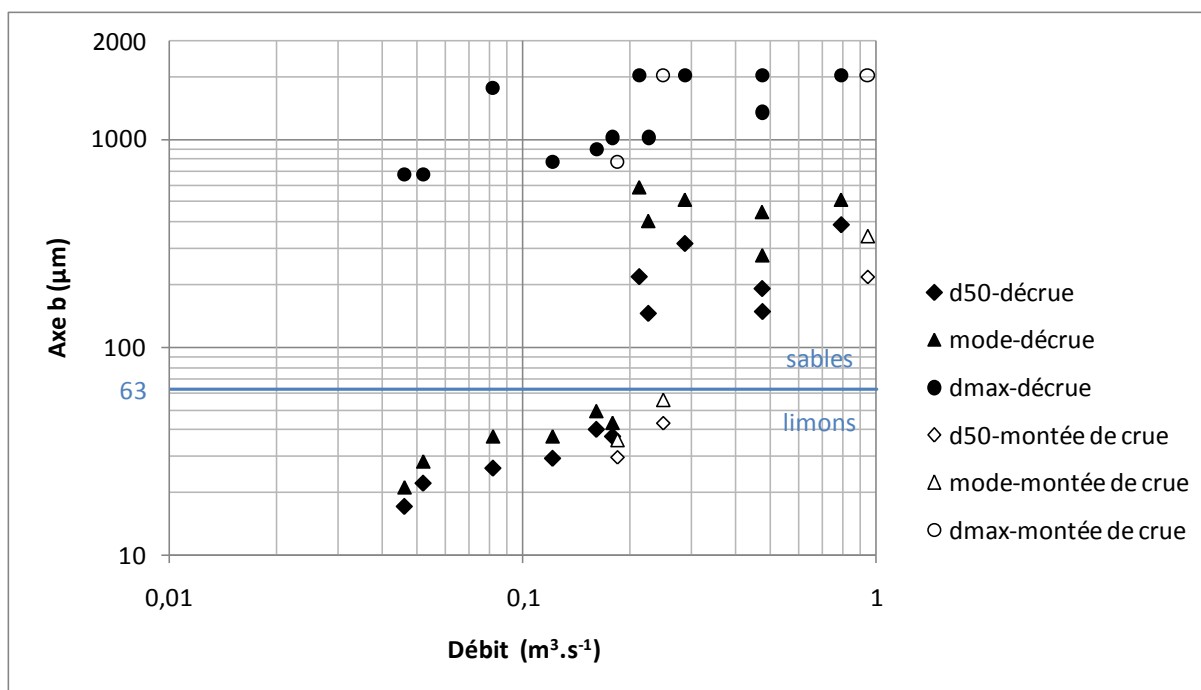


Figure 65 : diamètre médian (d_{50}), diamètre maximal et mode granulométrique des échantillons prélevés sur la Chaudanne lors des crues des 24 et 25 août 2009 (la dispersion aléatoire des points au-delà de $100\mu\text{m}$ est liée à l'absence de mélangeur-répartiteur à l'entrée du granulomètre laser)

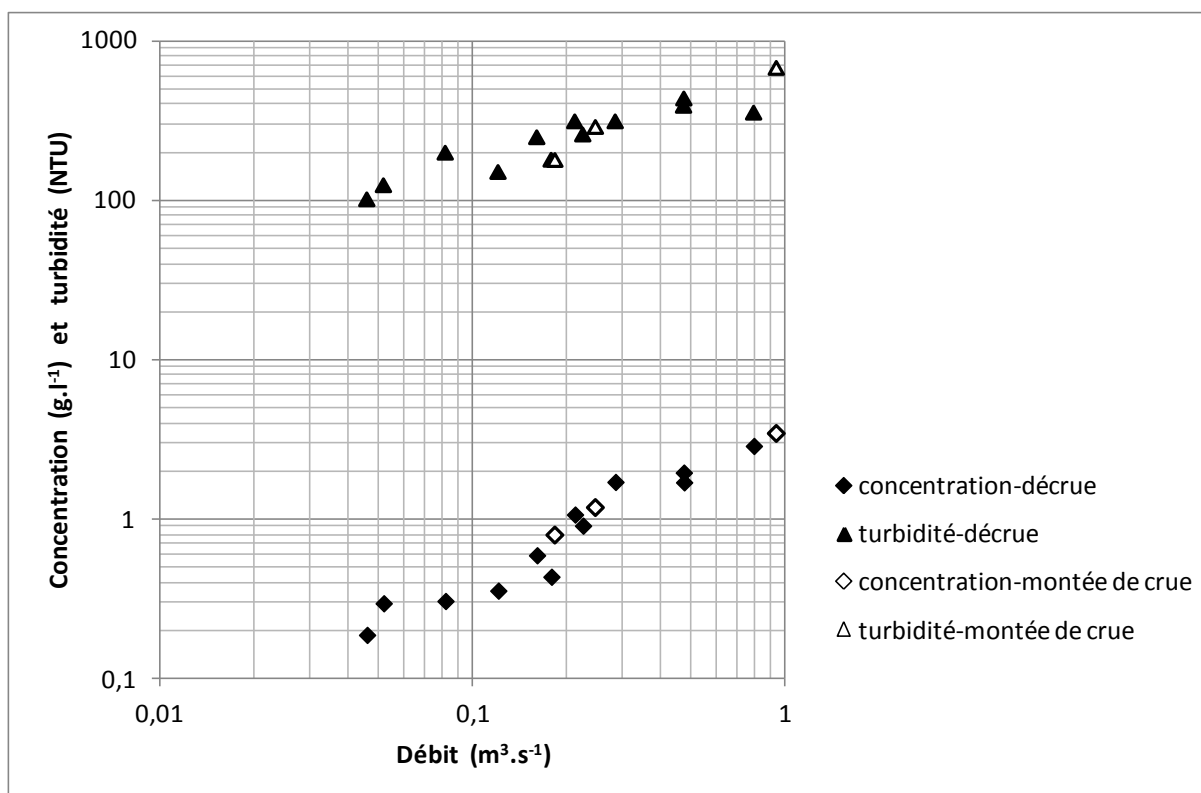


Figure 66 : concentration des échantillons de matières en suspension prélevés sur la Chaudanne lors des crues des 24 et 25 août 2009 et valeur de turbidité associée (seules les valeurs de turbidité enregistrées lors des prélèvements de matières en suspension sont représentées)

Par ailleurs, les particules sableuses semblent être mises en mouvement pour des écoulements légèrement plus faibles, lorsque les premières particules grossières du lit sont mises en mouvement (environ 10% des traceurs). Pour autant, cela ne s'accompagne pas d'une augmentation de la charge en suspension, et il est impossible d'interpréter ces observations du point de vue de la stabilité du lit, d'autant plus que le nombre d'observations est très limité.

Le **tableau 29** rappelle les résultats des relations prédictives retenues et présente les débits théoriques de mise en mouvement correspondants, calculés pour une largeur de 2,4 m. Il s'agit d'une valeur intermédiaire entre la largeur à pleins bords moyenne du tronçon situé en amont de l'incision (2,5 m) et la largeur à pleins bords théorique moyenne estimée à partir de relations de géométrie hydraulique aval et de la superficie du bassin versant (2,3 m). Cette valeur représente donc la largeur à pleins bords moyenne d'un tronçon non incisé, ou encore la largeur supposée du tronçon étudié avant l'incision.

Nous retenons trois seuils pour l'analyse de l'évolution des conditions hydrologiques de mise en mouvement : un seuil minimal et un seuil maximal correspondant à l'intervalle précédemment défini ($0,11-0,19 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$), ainsi qu'une valeur médiane ($0,15 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$).

Formule ou seuil retenu ^a	Débit unitaire ($10^{-3}.\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)	Puissance spécifique ($\text{W}.\text{m}^{-2}$)	Débit ^b ($\text{l}.\text{s}^{-1}$)
Schoklitsch (1950)	150 ± 34	28,7 ± 4,7	360 ± 82
Bagnold (1980)	163 ± 10	32,8 ± 9,2	391 ± 23
Ferguson (2005)	143 ± 11	28,4 ± 7,0	343 ± 25
Petit et al. (2005) – Rulles	147 ± 26	28,2 ± 4,1	352 ± 62
Seuil minimal	110	23	264
Seuil médian	150	31	360
Seuil maximal	190	39	456

^a les formules sont exprimées pour une masse volumique de l'eau de $1000 \text{ kg}.\text{m}^{-3}$ et une densité des particules de 2,65 ; ^b les débits sont calculés pour une largeur de 2,4 m

Tableau 29 : conditions de mise en mouvement pour le ruisseau de la Chaudanne (rappel des valeurs moyennes et des écart-types des estimations, seuils retenus)

4.2- Débits critiques de mise en mouvement sur le ruisseau des Presles

4.2.1- Approche théorique

Les résultats des formules de prédiction appliquées aux deux transects du ruisseau des Presles sont présentés dans le **tableau 30** et la **figure 67**. Les relations basées sur les forces tractrices n'ont pas été appliquées à défaut de mesure de rugosité.

Les prédictions sont globalement plus faibles que pour le ruisseau de la Chaudanne car la pente est plus élevée alors que la taille médiane des sédiments est semblable. En excluant, comme pour la Chaudanne, les relations établies sur des cours d'eau de grande taille, à faible

pente et à faible rugosité (Bathurst 2007, Ferguson 1994, 1^{ère} relation de Petit et al. 2005), on peut considérer que le débit unitaire de mise en mouvement est supérieur ou égal à environ $0,06 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Formule ^a	Débit unitaire ($10^{-3} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$)	Puissance spécifique ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$)
Schoklitsch 1950 $q_c = 1,89 \cdot 10^{-5} \cdot d_{40}^{1,5} \cdot I^{-1,17}$	60-71	15-19
Bathurst et al. 1987 $q_c = 1,49 \cdot 10^{-5} \cdot d_{50}^{1,5} \cdot I^{-1,12}$	66-82	17-21
Ferguson 1994 $q_{c50} = 3,01 \cdot 10^{-6} \cdot d_{50}^{1,5} \cdot I^{-1,37}$	45-52	11-14
Bathurst 2007 $q_{2c} = 5,08 \cdot 10^{-6} \cdot d_{50}^{1,5} \cdot I^{-1,20}$ $q_{2c} = 1,32 \cdot 10^{-6} \cdot d_{84}^{1,5} \cdot I^{-1,23}$	30-38 46-52	7,9-9,5 11-15
Bagnold 1980 ^c $\omega_{c50} = 0,121 \cdot d_{50}^{1,5}$	91-99	20-29
Ferguson 2005 ^d $\omega_{c50} = 0,125 \cdot d_{50}^{1,5} \cdot I^{-0,17}$	90-99	20-29
Petit et al. 2005 – bassins moyens ^e $\omega_{c50} = 0,130 \cdot d_{50}^{1,438}$	32-39	8,0-10
Petit et al. 2005 – Rulles ^f $\omega_{c50} = 1,374 \cdot d_{50}^{0,963}$	81-105	22-26
Petit et al. 2005 – têtes de bassin ^g $\omega_{c50} = 1,475 \cdot d_{50}^{1,02}$	104-133	27-33
Parker et al. (2011) $\omega_{c50} = 0,206 \cdot d_{50}^{1,5}$	62-73	15-20

^a formules exprimées avec d_i en mm, $\rho = 1000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $\rho_s = 2650 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, $g = 9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$; ^b $A = 4,6 - 1,1 \cdot (\log(d_{50}))^3 + 4,8 \cdot (\log(d_{50}))^2 - 5 \cdot \log(d_{50})$; ^c calculé avec $h/d_{50} = 10$ comme pour la Chaudanne; ^d relation établie avec la loi de frottement de Manning-Strickler; ^e relation établie sur 7 rivières de taille moyenne (42-474 km²); ^f relation établie sur la rivière Rulles (16 km²); ^g relation établie sur 4 ruisseaux de tête de bassin dans les Ardennes (Waidages, Mer, Wavelinse, Belleva; 0,3-12,5 km²) d'après la compilation de Petit et al. (2005)

Tableau 30 : conditions théoriques de mise en mouvement pour le ruisseau des Presles (intervalle des estimations pour les deux transects)

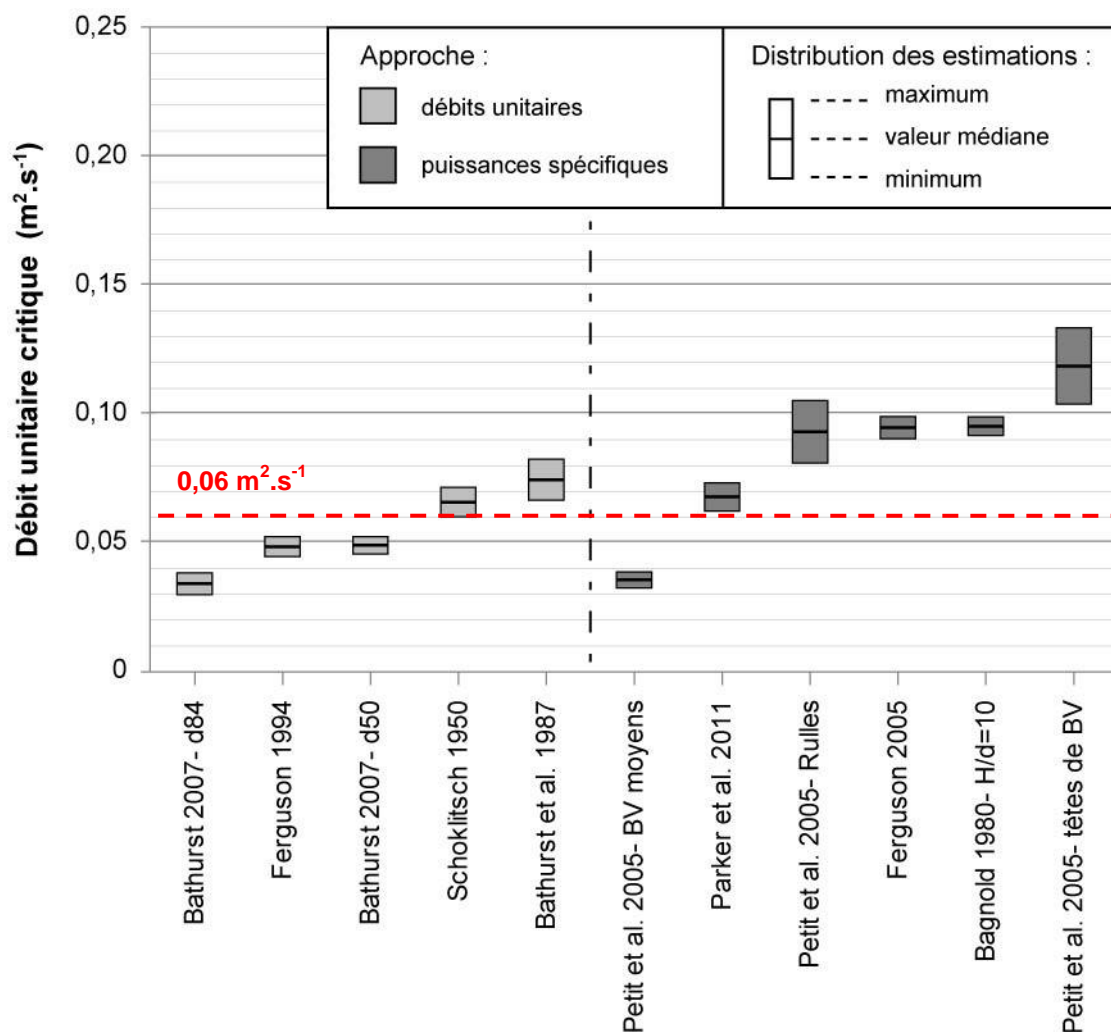


Figure 67 : débits unitaires théoriques de mise en mouvement sur le tronçon incisé des Presles

4.2.2- Approche de terrain

a) Mise en mouvement des particules grossières

Aucune particule grossière n'a été mise en mouvement durant la période suivie (avril à septembre 2009). Parmi les douze crues enregistrées, le débit de pointe le plus intense s'élève à environ 60 l.s^{-1} , ce qui représente un débit unitaire de moins de $0,03 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ (en considérant une largeur en eau de 2 m) largement inférieur aux prédictions de mise en mouvement

b) Mise en mouvement des particules fines

La plupart des crues étaient trop faibles pour déclencher le préleveur. Nous disposons donc de données pour trois crues uniquement, et de très peu d'observations, particulièrement en montée de crue. Les concentrations montrent une relation quasi-proportionnelle avec les débits (**figure 68**) mais les crues suivies n'ont pas permis la mise en suspension d'une quantité significative de particules sableuses (**figure 69**).

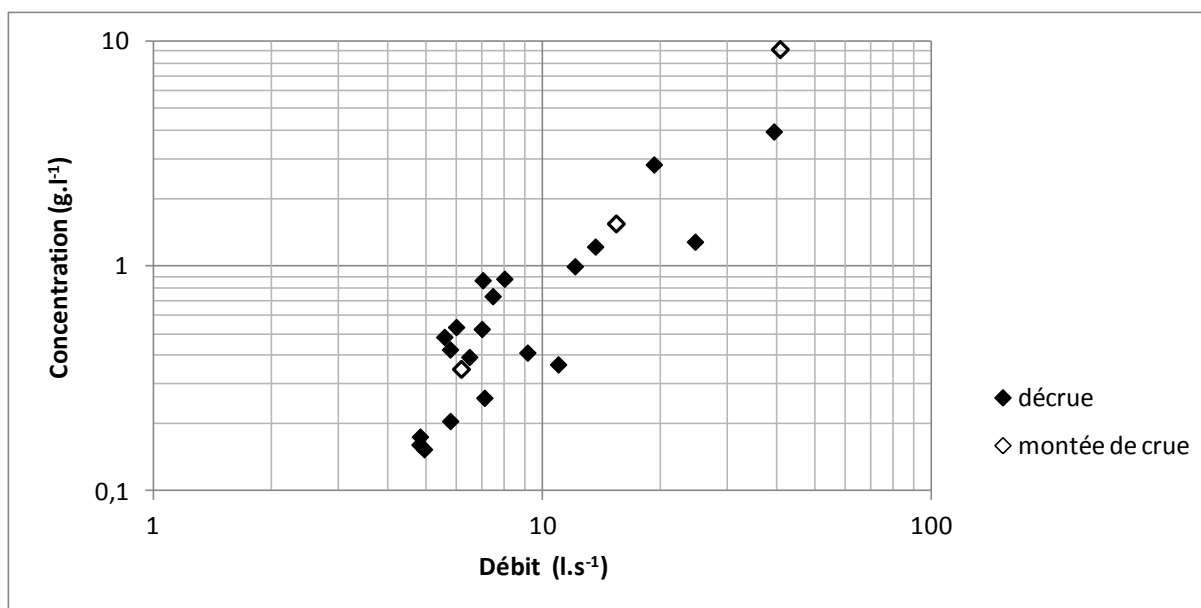


Figure 68 : concentration des échantillons de matières en suspension prélevés sur les Presles lors des crues des 8 juin, 5 juillet et 9 août 2009

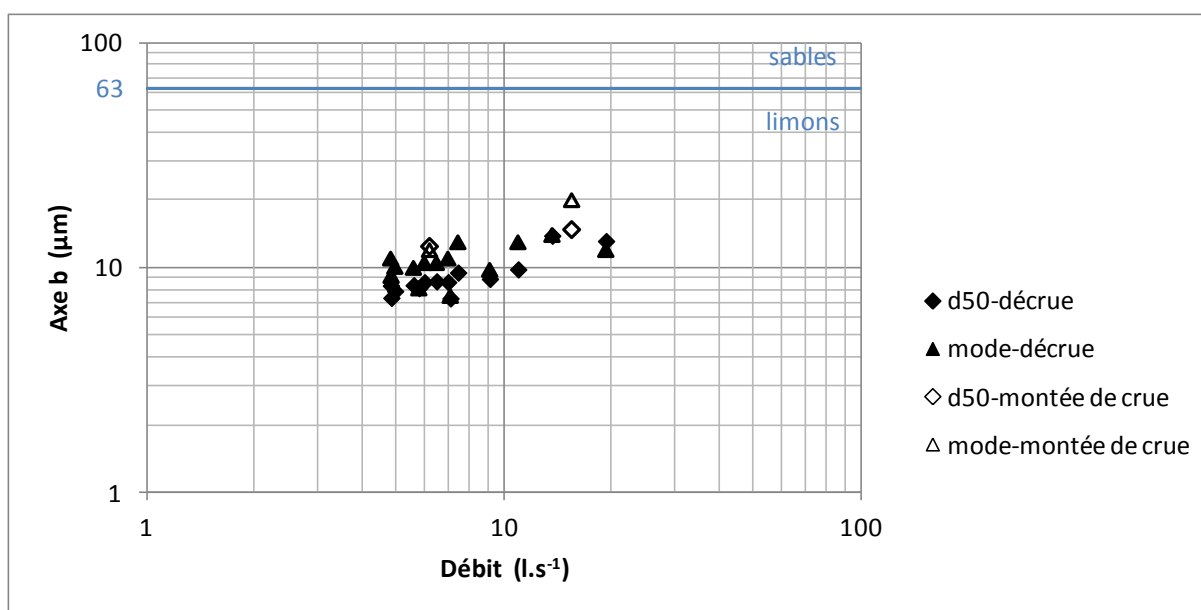


Figure 69 : diamètre médian (d_{50}) et mode granulométrique des échantillons prélevés sur les Presles lors des crues des 8 juin et 5 juillet 2009 (absence de données granulométriques pour la crue du 9 août)

4.2.3- Bilan : débit de mise en mouvement sur le tronçon témoin

Le suivi du ruisseau des Presles avait pour double objectif :

- de vérifier la validité des relations prédictives retenues sur le tronçon de la Chaudanne, en s'assurant qu'elles fournissent des estimations conformes aux observations expérimentales sur cet autre tronçon ;
- d'évaluer la fréquence de mise en mouvement des particules sur un cours d'eau dont le bassin est peu urbanisé (en l'occurrence essentiellement boisé).

Le premier objectif n'est pas satisfait du fait d'un trop faible nombre de crues durant la période étudiée, beaucoup plus courte que sur la Chaudanne.

L'absence de transport solide grossier témoigne néanmoins de la faible activité du ruisseau des Presles au printemps et en été. Durant la même période, treize crues significatives ont été enregistrées sur le ruisseau de la Chaudanne. Pour évaluer la fréquence de mise en mouvement du ruisseau des Presles, nous retiendrons un seuil minimal de $0,06 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, soit un débit de $0,12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

4.3- Influence hydrologique de l'urbanisation

4.3.1- Reconstitution des débits sur le ruisseau de la Chaudanne : évolution générale des débits et analyse critique des résultats du filtrage

D'après les résultats du filtrage réalisé par P. Breil sur la chronique des débits 2005-2010, il n'y a aucun apport urbain 67% du temps (débit urbain reconstitué QUR nul) et 99,2% des apports (QUR non nul) sont inférieurs à $100 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$. En revanche, ils peuvent atteindre occasionnellement près de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et, additionnés aux écoulements dits naturels (débit naturel reconstitué QNR), ils augmentent la fréquence et la durée de l'ensemble des classes de débits (**figures 70 et 71**). L'importance des apports urbains est néanmoins sous-estimée pour deux raisons que nous allons exposer avant de caractériser l'évolution des débits après urbanisation.

Premièrement, le filtre ne permet de reconstituer que les apports très rapides essentiellement liés aux rejets des réseaux d'assainissement, et plus particulièrement ceux du déversoir d'orage situé à une centaine de mètres en amont du tronçon incisé. Les résultats du filtrage n'intègrent pas l'influence du ruissellement accru sur les surfaces imperméables non connectées aux réseaux d'assainissement, voire sur les surfaces imperméables drainées les plus éloignées de l'exutoire des réseaux. Ils ne prennent pas non plus en compte l'influence des autres rejets situés plus en amont. L'hydrogramme de la station hydrométrique du pont de la Barge, située environ 700 m en amont et où sont rejetées les eaux d'un autre déversoir d'orage, montre parfois des pics de crue que l'on ne détecte pas sur l'hydrogramme du canal jaugeur de la Léchère (sur lequel est appliqué l'algorithme de filtrage) (P. Breil, communication personnelle).

Deuxièmement, les données enregistrées par le canal jaugeur de la Léchère sont à l'origine d'une erreur supplémentaire, indépendante de l'algorithme de filtrage mais qui influence sa performance pour les débits élevés. En effet, ce canal présente une capacité maximale d'environ $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (période de retour d'environ 3 mois). Au-delà de cette valeur, les débits sont sous-estimés car une partie des écoulements déborde. Les estimations des périodes de retour et des durées annuelles de dépassement sont donc entachées d'une forte incertitude pour les débits plus élevés. Si notre analyse reposait sur des mesures réalisées avant et après urbanisation, la comparaison des fréquences et des durées de dépassement pour une hauteur d'eau donnée dans le canal (donc pour un débit donné) n'aurait pas ou peu été altérée (car une hauteur d'eau aurait correspondu approximativement au même débit avant et après urbanisation, à l'exception des erreurs liées à l'évolution topographique du fond de vallée et à l'état de la végétation). Dans notre cas, nous pouvons néanmoins supposer que le pouvoir de discrimination du filtre est considérablement affaibli car une forte augmentation du débit ne correspond qu'à une faible augmentation de la hauteur d'eau dans le canal, ce qui peut entraîner une surestimation des débits naturels reconstitués. L'effet des rejets urbains sur la fréquence et la durée d'un débit donné, supérieur à $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, pourrait donc être

significativement sous-estimé. L'effet sur l'intensité des débits pour une période de retour ou une durée donnée l'est encore davantage car, à la mauvaise reconstitution des débits « naturels », s'ajoute la sous-estimation des débits mesurés (ou plus exactement la sous-estimation de l'augmentation des débits correspondant à une augmentation de la hauteur d'eau). Nous comparerons donc les fréquences et durées de dépassement à débit égal, en considérant que les évolutions mises en évidence par le filtre sont probablement sous-estimées au-delà de $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Il est par contre déconseillé de comparer l'intensité des débits de pointe pour une même période de retour car celle-ci est entachée d'une double erreur. Signalons tout de même que les plus fortes crues sont généralement occasionnées par des précipitations longues et intenses qui saturent rapidement les sols si bien que la contribution des surfaces rurales devient prépondérante (Chocat 1997a). En pratique, et pour les crues les plus intenses (de l'ordre de $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), l'erreur engendrée par les débordements sur le pouvoir de discrimination du filtre est donc probablement moins nuisible que le suggèrent les raisonnements théoriques précédents.

De plus, l'algorithme de filtrage engendre une troisième erreur qui tend à surestimer l'augmentation de la durée des écoulements de faible intensité. La reconstitution des débits naturels ne repose que sur une soustraction des apports urbains aux débits mesurés. Il est donc incapable de détecter une diminution de la durée de certains débits après urbanisation pour une même crue. Or, l'urbanisation, et plus particulièrement les réseaux d'assainissement, entraînent une accélération de la réponse hydrologique du bassin versant qui se manifeste par un tarissement plus rapide des écoulements après une crue (Konrad et al. 2002). Il est notamment reconnu que l'urbanisation diminue nettement les débits de basses eaux (Leopold 1968, Konrad et al. 2005). En général, l'augmentation des volumes ruisselés et de la fréquence des crues compensent largement l'effet de la diminution de la durée moyenne des crues sur la durée annuelle cumulée des débits intenses ou modérés (Rohrer et Roesner 2005). En revanche, la durée annuelle cumulée des crues de faible intensité pourrait être diminuée (Konrad et al. 2005).

Les **figures 70 et 71** représentent l'évolution de la relation intensité-fréquence des débits de pointe des crues et de la durée de dépassement des débits. Les rejets urbains augmentent d'environ 10% la fréquence des crues dont le débit de pointe est inférieur à $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (diminution de 10% de la période de retour ; **figure 70**). Ils augmentent davantage la fréquence des crues plus intenses et, bien que cela soit difficilement visible sur la **figure 70** (le redressement des courbes dans leur partie centrale fausse la perception des écarts à débit égal), cette augmentation est relativement homogène autour d'une valeur moyenne de 20% pour tous les débits supérieurs à $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Pour les raisons précédemment exposées, on peut néanmoins supposer que l'augmentation est en réalité plus importante pour les débits supérieurs à $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. L'évolution de la durée annuelle de dépassement est particulièrement homogène en valeur relative pour les débits compris entre $0,1$ et $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, et correspond à une augmentation d'environ 10% (**figure 71**). Cette fois encore, nous pouvons supposer que l'effet est plus important pour les débits les plus élevés. Par ailleurs, la durée des débits supérieurs à $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ semble évoluer très fortement mais cela pourrait provenir d'un biais de la méthode de filtrage. Les débits faibles, inférieurs à $0,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, sont en revanche peu influencés (+6% en moyenne) et pourraient l'être encore moins étant donné que le filtre est incapable de détecter une diminution des débits.

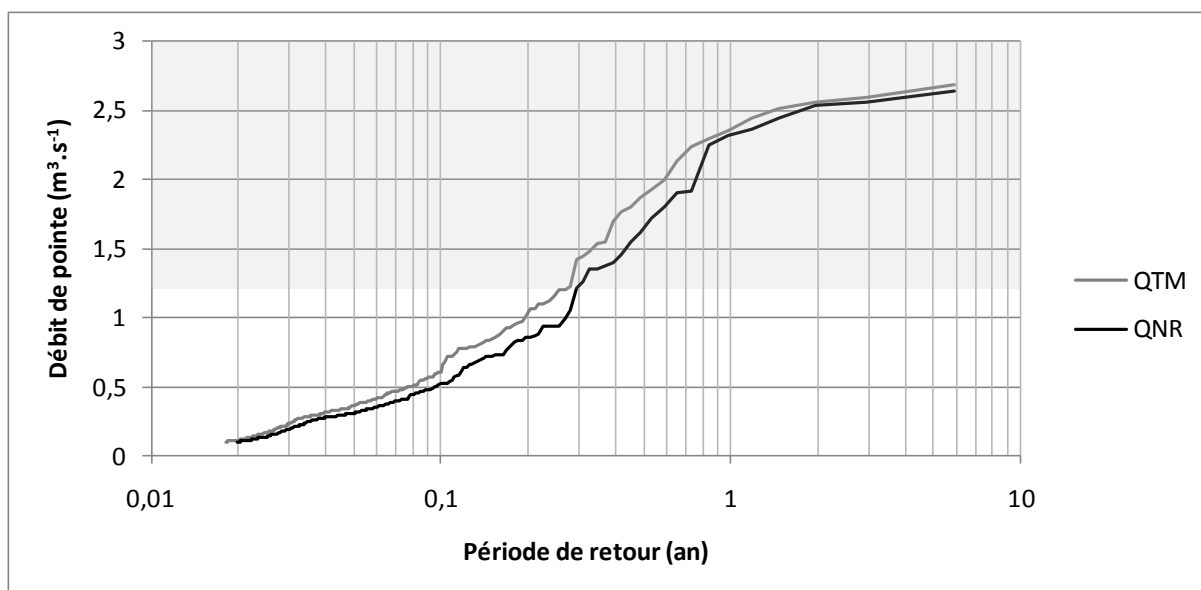


Figure 70 : période de retour expérimentale des débits de pointe des chroniques du débit total mesuré (QTM) et du débit naturel reconstitué (QNR). L'aire grisée représente la zone d'incertitude sur les débits (capacité maximale du canal jaugeur estimée à $1,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ environ).

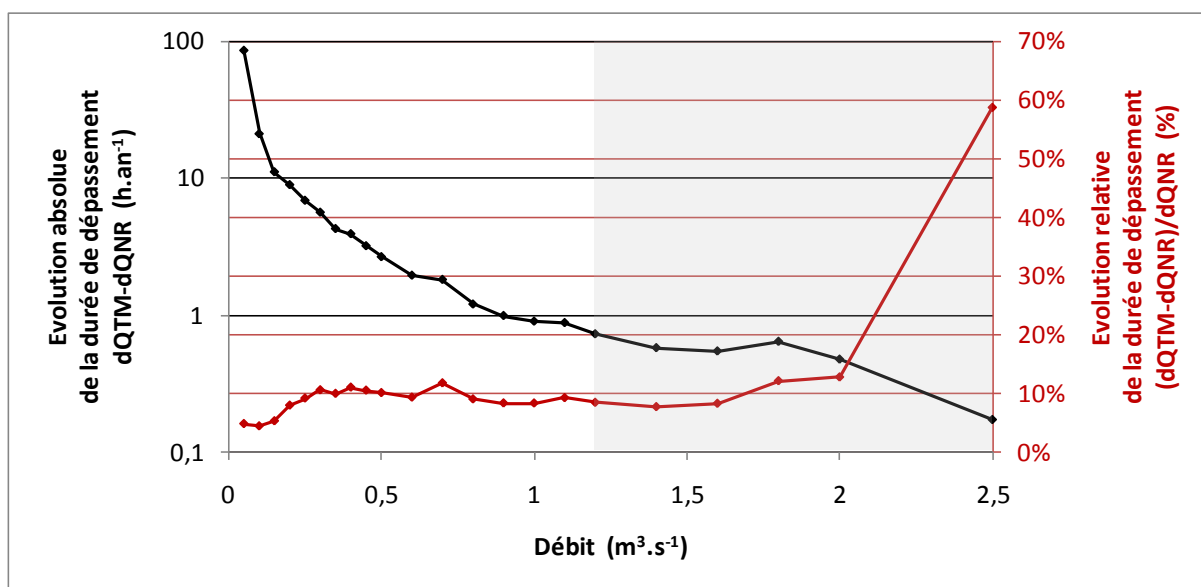


Figure 71 : évolution de la durée annuelle de dépassement des débits sur la Chaudanne, en valeur absolue (noir) et en valeur relative (rouge). L'aire grisée représente la zone d'incertitude sur les débits (capacité maximale du canal jaugeur estimée à $1,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ environ)

4.3.2- Evolution des dépassements des débits critiques de mise en mouvement

Le **tableau 31** résume les conditions de dépassement des débits critiques de mise en mouvement. Pour le ruisseau de la Chaudanne, les statistiques de dépassement des trois débits critiques retenus ont été calculées sur la chronique des débits totaux mesurés (QTM) et la chronique des débits naturels reconstitués (QNR). La différence (QTM - QNR) permet d'évaluer l'influence des apports hydriques rapides des rejets urbains. L'incertitude sur les débits du ruisseau des Presles est très élevée. D'une part, les données limnimétriques dont

nous disposons ne représentent qu'une année hydrologique (2009-2010). Cette année fut légèrement sèche par rapport à la normale, avec une lame d'eau précipitée de 750 mm pour une moyenne interannuelle de 800 mm environ. D'autre part, l'utilisation des courbes de tarage engendre une marge d'erreur importante (de l'ordre de 50%). Les statistiques de dépassement du débit critique minimal de 120 l.s⁻¹ présentent donc un large intervalle.

		Débit	Fréquence	Durée cumulée	Durée moyenne	Volume surcritique*	Rapport moyen des débits de pointe
		(l.s ⁻¹)	(an ⁻¹)	(h.an ⁻¹)	(min)	(dam ³ .an ⁻¹)	
Presles	débit mesuré	120	1-9	3,5-54	210-360	nr	
	débit mesuré (QTM)	264	31,5	74,0	141	101	
		360	20,9	45,7	131	82	
Chaudanne	débit naturel reconstitué (QNR)	456	16,2	33,0	123	68	
		264	26,7	67,0	151	92	
		360	17,3	41,4	143	74	
		456	12,6	29,9	139	62	
évolution (QTM-QNR)		264	4,8 (+18%)	7,0 (+11%)	- 9 (-6%)	9,4 (+10%)	1,30
		360	3,6 (+21%)	4,3 (+10%)	-12 (-8%)	7,6 (+10%)	1,39
		456	3,6 (+28%)	3,1 (+10%)	-16 (-12%)	6,3 (+10%)	1,43

* correspond à la surface moyenne de l'hydrogramme annuel située au-dessus des débits critiques, exprimée en décimètre cube par an (10³.m³.an⁻¹)

Tableau 31 : statistiques annuelles moyennes de dépassement des débits critiques de mise en mouvement

Bien que le débit retenu pour représenter le seuil minimal de mise en mouvement sur le ruisseau des Presles soit faible, il est rarement dépassé. En revanche, la durée moyenne des crues est nettement plus élevée que sur la Chaudanne, ce qui témoigne de l'inertie hydrologique de ce bassin versant essentiellement boisé. En comparaison, les débits critiques de la Chaudanne montrent une fréquence de dépassement 1,8 à 31 fois plus élevée à l'état naturel reconstitué (QNR). Rappelons que ces débits naturels reconstitués intègrent tout de même les apports relativement rapides des surfaces agricoles (prairies et cultures) qui prédominent sur le bassin versant, ainsi qu'une partie des apports des surfaces urbaines. Les résultats du filtrage ne permettent donc pas de s'affranchir totalement des différences d'occupation du sol entre ces deux bassins.

L'évolution hydrologique liée aux seuls apports urbains rapides (QTM-QNR) sur le ruisseau de la Chaudanne se traduit par une augmentation significative de la plupart des paramètres : fréquence et durée annuelle de dépassement, volumes annuels écoulés au-dessus du seuil critique, intensité des débits de pointe. Inversement, la durée moyenne par dépassement est

plus faible à l'état urbanisé, ce qui témoigne d'une accélération de la réponse hydrologique du bassin versant. En valeur relative, l'augmentation des durées annuelles de dépassement et des volumes annuels surcritiques est néanmoins faible (10%) et ne saurait probablement pas expliquer l'incision du tronçon étudié. Il est étonnant de constater que ce dernier paramètre ne soit pas davantage influencé dans la mesure où il dépend à la fois de la durée et de l'intensité des écoulements. Ceci suppose que la forme des hydrogrammes de crues est plus aplatie avant urbanisation (forme platikurtique) qu'après (forme leptokurtique), mais il pourrait s'agir d'un artefact de l'algorithme de filtrage.

Les deux paramètres qui augmentent le plus sont donc la fréquence de dépassement et le rapport des débits de pointe avant/après filtrage (QTM/QNR) : respectivement +21% et +39% pour le débit critique médian de 360 l.s^{-1} ($0,015 \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$). L'augmentation de la fréquence de dépassement est homogène pour la plupart des débits comme nous l'avons précédemment montré (cf. § 4.3.1). Les valeurs moyennes du rapport des débits de pointe présentées dans le **tableau 31** masquent cependant l'évolution de ce rapport avec l'intensité des crues initiales (QNR). Comme le montre la **figure 72**, l'impact de l'urbanisation sur les débits de pointe est plus fort pour les crues fréquentes. La plupart des valeurs de QTM/QNR se situent entre 1 et 1,25, ce qui signifie que l'augmentation des débits de pointe est généralement inférieure à 25%. C'est toujours le cas lorsque QNR est supérieur à $0,9 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (période de retour d'environ 2 mois). Pour les crues plus fréquentes, ce rapport peut être supérieur à 5, et sa valeur moyenne est de 2,2 pour les QNR inférieurs à $0,264 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Rappelons néanmoins que l'effet des rejets urbains sur les débits de pointe pourrait être significativement sous-estimé au-delà de $1,2 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$.

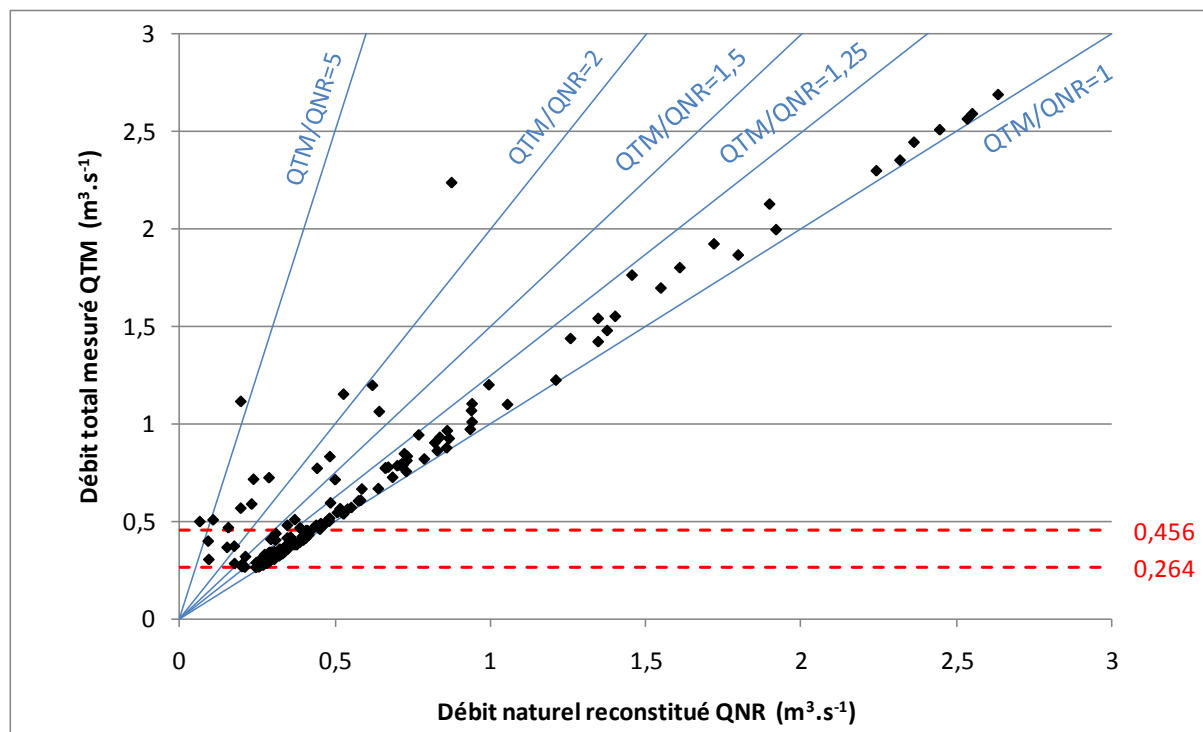


Figure 72 : relation entre les débits de pointe avant et après filtrage (réalisé avec tous les débits de pointe mesurés supérieurs à $0,264 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$)

5- Interprétation des résultats et discussion

5.1- Influence de l'urbanisation sur les crues morphogènes

Nos résultats montrent que les rejets urbains augmentent essentiellement les débits de pointe et la fréquence de dépassement des débits critiques de mise en mouvement. Ces deux évolutions seraient donc à l'origine de l'incision du tronçon étudié sur le ruisseau de la Chaudanne. L'évolution des débits de pointe se traduit par une augmentation de la puissance maximale des écoulements pour la plupart des crues. L'augmentation de la fréquence de dépassement a deux conséquences. D'une part, elle augmente le nombre annuel de crues morphogènes, entendues comme des crues capables de déstabiliser la couche de surface du lit et de modifier significativement la morphologie du chenal. D'autre part, elle entraîne une diminution du temps d'exposition du lit à des écoulements lents (entre deux crues morphogènes) qui permettent le réarrangement des particules et qui favorisent ainsi la résistance du lit à l'érosion (Reid et Frostick 1984, Reid et al. 1985, d'après Reid et al. 1997 ; Saadi 2008).

L'influence hydrologique des rejets urbains sur le ruisseau de la Chaudanne se traduit donc par des crues plus intenses et plus fréquentes, entrecoupées de périodes d'écoulements plus faibles du fait des capacités de stockage limitées. Par ailleurs, les effets des réseaux d'assainissement sur le régime des crues sont probablement plus complexes que nos résultats le laissent paraître car ils évoluent vraisemblablement en fonction de l'intensité des précipitations. Une partie des eaux ruisselées et captées par le réseau unitaire n'est pas restituée au cours d'eau. Dans le cas de pluies intenses, nous pouvons supposer que la proportion des écoulements exportée hors du bassin versant est négligeable par rapport aux déversements dans le milieu naturel du fait de la capacité limitée du réseau, et que l'augmentation du coefficient de ruissellement compense, au moins partiellement, la perte d'une partie des écoulements. En revanche, pour de petites pluies, les déversements sont nuls ou très faibles, si bien que le cours d'eau pourrait recevoir moins d'eau qu'avant urbanisation. Cela contribue à accentuer davantage la fréquence des crues de forte intensité par rapport à celles de faible intensité. Toutes proportions gardées, le régime des crues contrasté du bassin versant de la Chaudanne s'apparente ainsi à celui des milieux arides, avec une alternance de crues courtes et intenses et de longues périodes d'écoulements faibles non morphogènes. Dans les régions arides, l'activité géomorphologique des cours d'eau est très discontinue. Les crues rares (5% des événements) peuvent transporter 65% des sédiments (Garcia 1995 d'après Chin et Gregory 2001). Ces événements rares sont donc morphologiquement plus efficaces, si bien que les processus d'ajustements et les temps de relaxation sont plus longs (Schick et al. 1999, Chin et Gregory 2001).

Selon Booth (1991), la morphologie des cours d'eau urbains se rapproche de celle des cours d'eau naturels après le passage d'une lave torrentielle (*debris torrent* ou *debris flow*) qui, dans les bassins versants boisés en région humide tempérée, sont provoquées par des crues d'une période de retour de l'ordre de 5 ans. Partant de ce constat, il suggère que l'augmentation de la fréquence des crues intenses serait à l'origine de ce type de morphologie « chaotique » et d'une instabilité quasi-permanente du lit, car l'intervalle entre deux crues serait trop court pour permettre le rétablissement d'un nouvel équilibre. L'augmentation de la fréquence de ces crues intenses (ou de l'intensité des crues de même fréquence) peut expliquer l'instabilité des cours d'eau urbains durant une phase transitoire correspondant à la période d'ajustement des chenaux (temps de relaxation). En revanche, une fois cette phase achevée, les cours d'eau pourraient retrouver un nouvel équilibre si la durée de ces débits était suffisante pour

permettre à la pente du lit, aux dimensions du chenal et/ou aux particules du lit de s'adapter aux nouvelles conditions hydrologiques. Plusieurs travaux ont montré l'importance de la durée cumulée des débits pour évaluer leur influence sur le transport solide et la morphologie des chenaux (Wolman et Miller 1960, Pickup et Warner 1967, Andrews 1984, Andrews et Nankervis 1995, Costa et O'Connor 1995, d'après Konrad et al. 2005). Wolman et Miller (1960 d'après Konrad et al. 2005) considèrent notamment que l'efficacité géomorphologique d'un débit dépend à la fois de son intensité et de sa durée relative par rapport à la distribution générale des débits. Ils estiment que les crues qui transportent la majeure partie des sédiments sont des crues « fréquentes », mais que la fréquence des crues doit être évaluée en termes de durée cumulée plutôt qu'en termes de nombre d'occurrence. En comparant le régime des crues et la morphologie de seize cours d'eau dans le Puget Lowland (Washington), Konrad et al. (2005) ont également montré que les dimensions des chenaux étaient nettement mieux corrélées à la durée des écoulements « fréquents » (débit annuel moyen et débit dépassé 10% du temps) qu'à celle des débits plus élevés (débit maximum annuel moyen, débit biannuel et débit dépassé 1% du temps). Ils ont encore montré que la force tractrice critique des particules du lit correspondait approximativement à la force tractrice des débits « fréquents » (débit dépassé 10% du temps). En région tempérée, les débits morphologiquement efficaces correspondent donc généralement aux crues peu intenses dont la durée cumulée est importante, mais l'urbanisation modifie fortement le régime des crues. Dans les bassins versants étudiés par Konrad et al. (2005), elle a augmenté l'intensité de toutes les crues pour une période de retour donnée, et a diminué la durée annuelle des débits inférieurs à la crue annuelle ou dépassés plus de 4% du temps. L'urbanisation augmente donc disproportionnellement l'intensité et la fréquence des crues par rapport à leur durée et, selon ces derniers auteurs, *« cela pourrait conduire à une augmentation de la fréquence et de l'amplitude des déstabilisations du lit même après une période transitoire d'ajustement des chenaux »*.

L'hypothèse avancée par Booth (1991) et Konrad et al. (2005), selon laquelle les cours d'eau pourraient demeurer instables (ou très fréquemment déstabilisés), est contestable dans le cas où la réponse morphologique du cours d'eau se manifeste par une incision. Celle-ci entraîne à la fois une diminution de la pente du lit et un élargissement du chenal qui diminuent les forces tractrices, les débits unitaires et les puissances spécifiques (pour un débit donné). Elle peut également entraîner la mise en place d'une couche de pavage si une quantité suffisante de particulières grossières est disponible (Lane 1955) et si la fourniture sédimentaire amont en particules fines mobiles est limitée (Gessler 1970, Little et Mayer 1976, Chin et al. 1992, d'après Konrad et al. 2005). Néanmoins, la modification du régime des crues constatée par Konrad et al. (2005) sur les cours d'eau de l'Etat de Washington est similaire à celle du bassin versant de la Chaudanne. Cette évolution pourrait expliquer le fait que la réponse du chenal se soit manifestée par une importante incision plutôt que par un ajustement progressif de ses dimensions. Elle pourrait également expliquer la durée de l'évolution morphologique du tronçon car l'augmentation de l'impact morphologique des crues intenses dont la durée annuelle moyenne est faible suppose, comme dans les cours d'eau des régions arides, un temps de relaxation nettement plus long.

Rappelons que l'incision du tronçon étudié a débuté en 1974 d'après les analyses dendrochronologiques et la date d'implantation du déversoir d'orage qui semble en être à l'origine (ou en 1975 si l'on considère que le premier cerne de faible épaisseur a été produit l'année suivante). Le processus d'incision est toujours en cours (**figure 56**) et se poursuivrait donc depuis plus de 30 ans. Par ailleurs, l'évolution morphologique du tronçon étudié aurait pu connaître plusieurs cycles par rapport au modèle d'évolution des chenaux incisés (**figure 12**). En effet, ce tronçon présente un double chenal emboîté typique des incisions en

début (étape 3) ou en fin de cycle (étape 5), composé d'un chenal de basses eaux encaissé dans un chenal de section nettement supérieure, alors que le stade d'évolution actuel correspond davantage à l'étape 4 (incision et élargissement), du moins dans la partie amont du tronçon. Deux paramètres favorisent encore la durée des ajustements sur le tronçon incisé de la Chaudanne. Premièrement, l'urbanisation du bassin versant est en constante augmentation depuis le début des années 60, comme le montre la **figure 73**. Deuxièmement, aucun pavage ne s'est développé et la granulométrie de surface du lit est similaire à celle des tronçons non incisés en amont (*cf.* § 2.1), ce qui favorise les ajustements par l'incision du lit et l'élargissement du chenal.

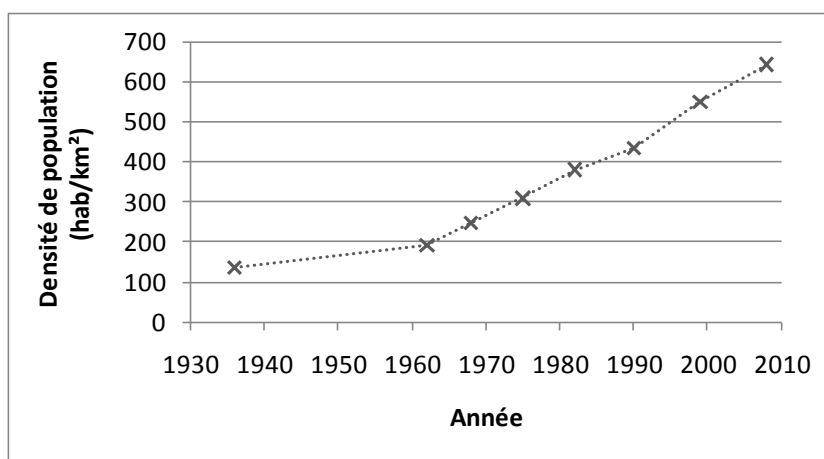


Figure 73 : évolution de la densité de population de la commune de Grézieu-la-Varenne entre 1936 et 2008 (sources : archives départementales du Rhône, INSEE)

En conclusion, la principale influence hydrologique de l'urbanisation, et plus particulièrement des déversements des réseaux d'assainissement, est une augmentation de la fréquence et de l'intensité de la plupart des crues qui ne s'accompagne pas d'une augmentation équivalente de leur durée annuelle. Elle tend également à diminuer les débits de basses eaux ainsi que la durée annuelle des crues de faible intensité, du moins par rapport aux crues plus intenses. Cela entraîne une évolution de l'efficacité géomorphologique relative des écoulements de différentes intensités. Les chenaux doivent alors ajuster leurs formes (dimensions, pente, granulométrie) à des débits nettement plus élevés mais brefs, ce qui pourrait retarder considérablement le rétablissement d'un nouvel équilibre morphodynamique. Bien que les premières études sur les modifications de l'hydrologie, de la production sédimentaire et de la morphologie des cours d'eau soient anciennes (ex. : Wolman 1967, Leopold 1968, Hammer 1972), peu de travaux se sont attachés à étudier les liens entre les évolutions des processus hydrologiques et morphologiques à l'échelle du tronçon. Nos résultats et ceux de Konrad et al. (2005) fournissent quelques éléments de compréhension sur l'impact des évolutions hydrologiques sur la stabilité des chenaux. Des recherches supplémentaires seraient nécessaires pour confirmer et compléter ces observations, en particulier sur les conditions de rétablissement d'un nouvel équilibre.

5.2- Limites et perspectives

L'analyse et l'interprétation des résultats se sont confrontées à plusieurs problèmes méthodologiques liés à l'évaluation des débits critiques de mise en mouvement et des évolutions hydrologiques provoquées par l'urbanisation du bassin versant.

La première limite repose sur l'évaluation des débits avant urbanisation. L'algorithme de filtrage utilisé sur la Chaudanne permet essentiellement de détecter l'influence des rejets des réseaux d'assainissement à proximité du tronçon étudié. Il s'est donc avéré impossible d'évaluer la totalité des modifications hydrologiques engendrées par le développement des surfaces imperméables et des réseaux de drainage artificiels (réseau d'eaux pluviales, réseau unitaire, fossés). La meilleure solution pour s'affranchir de ces problèmes serait de disposer de mesures suffisamment anciennes pour rendre compte des conditions hydrologiques avant urbanisation mais, en pratique, les stations hydrométriques sont généralement récentes, particulièrement dans les petits bassins versants. Le recours aux modèles hydrologiques pluie-débit paraît donc indispensable mais ceux-ci présentent d'autres inconvénients. Si les modèles les plus simples permettent généralement de mettre en évidence les grandes tendances relatives aux évolutions des inondations et de la ressource en eau (augmentation des volumes ruisselés, des débits de pointe et de la période de retour des crues, diminution des débits de base...), ils sont en revanche peu adaptés à l'évaluation des impacts de l'urbanisation sur les dynamiques géomorphologiques des cours d'eau. Au-delà des difficultés liées à leur conception, les modèles plus sophistiqués, capables d'intégrer le fonctionnement des réseaux de drainage naturel et artificiel, sont très contraignants en termes de paramétrage (ex. : recensement et saisie des propriétés hydrauliques des drains) et d'utilisation (ex. : analyse et sélection des pluies entrantes, stockage des données sortantes). Ils sont donc généralement appliqués à une pluie de projet ou une sélection restreinte de pluies observées (ex. : Campana et Tucci 2001, Shi et al. 2007) qui ne permettent pas d'étudier les évolutions hydrologiques à long terme. Or, nos résultats soulignent l'influence majeure des déversements des réseaux d'assainissement sur le régime des crues (fréquence, durée et intensité) et sur la stabilité des chenaux. L'utilisation de modèles capables d'intégrer le fonctionnement de ces réseaux paraît donc indispensable et devrait être réalisée sur des chroniques de pluies suffisamment longues (pluriannuelles) pour évaluer l'évolution du régime des crues. Par conséquent, en l'absence de mesures hydrologiques avant urbanisation, l'étude des évolutions hydrologiques et de leurs influences sur le transport solide et la morphologie des cours d'eau nécessite de mettre en œuvre des moyens importants.

Une deuxième limite repose sur l'évaluation des conditions critiques de mise en mouvement des particules. L'utilisation d'échantillonneurs de type Helley-Smith présente de nombreux inconvénients qui ont déjà été évoqués (*cf.* § 1.2.3.c et 3.1.2.a). Notre méthode expérimentale, qui reposait sur la mise en place de particules peintes à la surface du lit et leur suivi après crue, paraît préférable car elle permet notamment d'évaluer les conditions de mise en mouvement spécifiques au site de mise en place des particules. Nos résultats ont cependant révélé une mauvaise reconstitution de l'imbrication naturelle des particules du lit, qui entraîne une sous-estimation des conditions critiques de mise en mouvement. Pour éviter la surexposition des particules, il conviendrait de peindre les particules directement sur le lit (ex. : Franchimont 1993, Pironet 1995, Assani 1997, d'après Petit et al. 2005 ; Liébault 2003) ou de laisser les particules peintes se réagencer naturellement pendant une à deux crues avant de démarrer les expérimentations. Ces solutions sont néanmoins difficilement applicables sous certaines conditions : nécessaire dérivation des écoulements en l'absence de bancs exondés dans le premier cas ; multiplication du nombre de visites sur le terrain et du nombre

de particules à traiter dans le second cas (et risque de voir disparaître la plupart des particules peintes de faible taille lors des premières crues).

Enfin, notre étude porte sur l'influence des modifications hydrologiques mais il est probable que la fourniture sédimentaire ait également évolué. L'urbanisation peut modifier profondément les volumes et la nature des sédiments introduits dans les cours d'eau (Wolman 1967, Douglas 1985, Trimble 1997, Nelson et Booth 2002). Nous ne disposons pas d'éléments permettant d'évaluer l'évolution de la fourniture sédimentaire du ruisseau de la Chaudanne au cours des dernières décennies et les travaux réalisés sur ce sujet ont montré la diversité des sources de sédiments qui peuvent être influencées par l'urbanisation (*cf.* chap. 1-A, § 2.2). Au-delà de l'expansion des surfaces imperméables, l'évolution de l'occupation du sol du bassin a également entraîné une modification du couvert végétal sur les parties rurales du bassin, en amont de la zone urbaine (déprise agricole, reboisement de certains versants...). De façon plus générale, cela pose la question de la définition de l'état pré-urbain car l'occupation humaine du bassin de la Chaudanne est très ancienne. Celle-ci a pu significativement influencer la sensibilité à l'incision du tronçon étudié, ce qui est l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 3-B

EVOLUTION PLURISECULAIRE DES FONDS DE VALLEE DE TETE DE BASSIN

Ce chapitre analyse l'évolution historique de l'occupation du sol du bassin de l'Yzeron et ses implications sur les dynamiques morpho-sédimentaires des fonds de vallée de tête de bassin. Il s'agit notamment de comprendre l'origine des incisions des cours d'eau dont le bassin n'est pas urbanisé et la cause de l'ampleur des incisions en présence de rejets.

1- Evolution de l'occupation du sol

1.1- Sources de données

Les sources de données utilisées pour retracer l'évolution de l'occupation du sol sont les suivantes :

- sur la totalité du bassin versant de l'Yzeron :
 - les statistiques agricoles établies à l'échelle des communes par le ministère de l'agriculture (données collectées par Cottet 2005) :
 - statistiques agricoles annuelles du département du Rhône de 1904, 1910 et 1929 ;
 - statistiques du recensement général agricole (RGA) de 1955, 1970, 1979, 1988 et 2000 ;
 - les inventaires communaux pour compléter les données relatives aux boisements, qui ne sont pas pris en compte dans le RGA, à partir de 1955 (données collectées par Cottet 2005) ;
 - la carte d'état-major de Lyon, basée sur les levés de 1836 et éditée en 1841 (source : IGN, feuillet n°168) ;
 - le registre parcellaire graphique (RPG) de 2008 qui permet d'identifier le type de couverture végétale des parcelles bénéficiant des aides agricoles européennes (source : ASP) ;
- sur quatre sous-bassins, dont deux sur le Plateau Lyonnais (Chaudanne et Prés Mouchettes) et deux dans les Monts du Lyonnais (Bouillon et Verdy) :
 - le cadastre napoléonien de 1820 et le cadastre rénové en 1914 (données collectées par Privolt 2009, avec l'aide de N. Jacob) ;
 - les données obtenues par photo-interprétation à partir des photographies aériennes de 1970 et 2008 (IGN-BD Ortho) par C. Jacqueminet, K. Michel et S. Kermadi dans le cadre du projet ANR-AVuPUR 2007.

Les données relatives aux quatre sous-bassins, qui correspondent également aux fonds de vallées étudiés en termes de remplissage sédimentaire (*cf.* § 2), seront interprétées dans un premier temps (*cf.* § 1.2). Les statistiques établies à l'échelle communale seront analysées dans un second temps (*cf.* § 1.3).

1.2- Evolution de quatre sous-bassins

Les résultats présentés ci-après permettent de retracer l'évolution de l'occupation du sol sur près de deux siècles, de 1820 à 2008. Ils reposent sur une échelle spatiale fine : la parcelle cadastrale pour les années 1820 et 1914 ou l'unité cartographique homogène pour les années 1970 et 2008. Six catégories d'occupation du sol ont été déterminées :

- les boisements ;
- les friches ;
- les labours ;
- les prairies ;
- les vignes et les vergers ;

- les surfaces urbaines (bâties et terrains adjacents, tels que les jardins, ainsi que les routes pour les données de 1970 et 2008).

Que l'on considère les sous-bassins des Monts du Lyonnais (**figure 74**) ou ceux du Plateau Lyonnais (**figure 75**), l'analyse des données cadastrales suggère une remarquable stabilité de l'occupation du sol entre 1820 et 1914. Par ailleurs, la carte de l'état-major de Lyon, basée sur les levés de 1836 (**annexe 1.7**), présente également très peu de différences avec ces données cadastrales. Cependant, les dates et les sous-bassins sélectionnés masquent en partie l'évolution des terres agricoles du bassin versant de l'Yzeron durant cette première période. En effet, de Farcy (1950) rapporte une augmentation sensible de la superficie des terres agricoles dans la vallée de l'Yzeron au milieu du 19^{ème} siècle (de 1840 à 1860 environ), qui s'est essentiellement traduite par une expansion des cultures de céréales (blé et seigle surtout), des cultures fruitières et des vignes. D'après cet auteur, la superficie maximale des terres agricoles a été atteinte en 1862, ce qui correspond également au pic démographique de la population paysanne dans la vallée de l'Yzeron. En 1860, les vignes occupaient par exemple respectivement 1/5, 1/6 et 1/8 des territoires communaux de Brindas, Craponne et Francheville, lesquels sont situés sur le Plateau Lyonnais (de Farcy 1950).

Le second constat commun aux quatre sous-bassins est une baisse importante des surfaces cultivées au cours du 20^{ème} siècle (**figures 74 et 75**). D'après de Farcy (1950), celle-ci aurait en fait débuté dès 1862. Comme partout en France, la crise du phylloxéra a bouleversé les vignobles. La plupart des autres cultures ont également régressé car les producteurs locaux ont dû faire face à une concurrence extérieure croissante. Au début du 19^{ème} siècle, le marché lyonnais constituait le principal débouché des productions locales (de Farcy 1950). La construction de la ligne de chemin de fer entre Paris et Marseille, achevée en 1856, a ensuite favorisé les échanges nationaux. Les commerçants de l'agglomération lyonnaise se sont alors tournés vers des régions productrices plus compétitives, comme l'Hérault pour le vin et l'Ile-de-France pour le froment (de Farcy 1950). La mécanisation de l'agriculture, puis l'ouverture progressive des marchés nationaux et internationaux, ont encore accéléré la déprise agricole au cours du 20^{ème} siècle dans l'ouest lyonnais dont les conditions agro-climatiques sont très contraignantes, particulièrement pour les productions végétales. En effet, les sols sont peu profonds, sensibles à l'érosion et s'assèchent rapidement ; les gelées de printemps sont fréquentes et les sécheresses estivales sont quasiment systématiques (SIMOLY 2006). Les caractéristiques pédologiques et climatiques du bassin sont donc peu propices aux cultures céréalières et viticoles, ce qui a entraîné un recul important des vignes et des terres labourées. L'agriculture locale s'est alors essentiellement tournée vers la production laitière et l'élevage bovin, qui constituent désormais l'orientation principale des exploitations dans les Monts du Lyonnais (SIMOLY 2006).

A partir du début du 20^{ème} siècle, une grande partie des terres agricoles ont ainsi été progressivement converties en prairies (essentiellement en prairies permanentes) pour l'alimentation du bétail, et, dans une moindre mesure, en cultures fruitières (ex. : fraises de Chaponost). Précisons que la détermination du type d'occupation du sol par photo-interprétation sous-estime l'emprise des surfaces labourées en 1970 et 2008 car une partie d'entre elles peuvent être confondues avec les prairies. L'erreur engendrée par cette méthode semble néanmoins négligeable étant donné le nombre relativement faible de cultures observées sur le terrain ou recensées dans le RPG (en 2008). La diminution des labours s'est également réalisée au profit des boisements et des surfaces urbaines. Le reboisement concernerait principalement les Monts du Lyonnais (**figure 74**), notamment dans les fonds de vallée, alors que l'urbanisation n'est significative que sur le Plateau Lyonnais (**figure 75**).

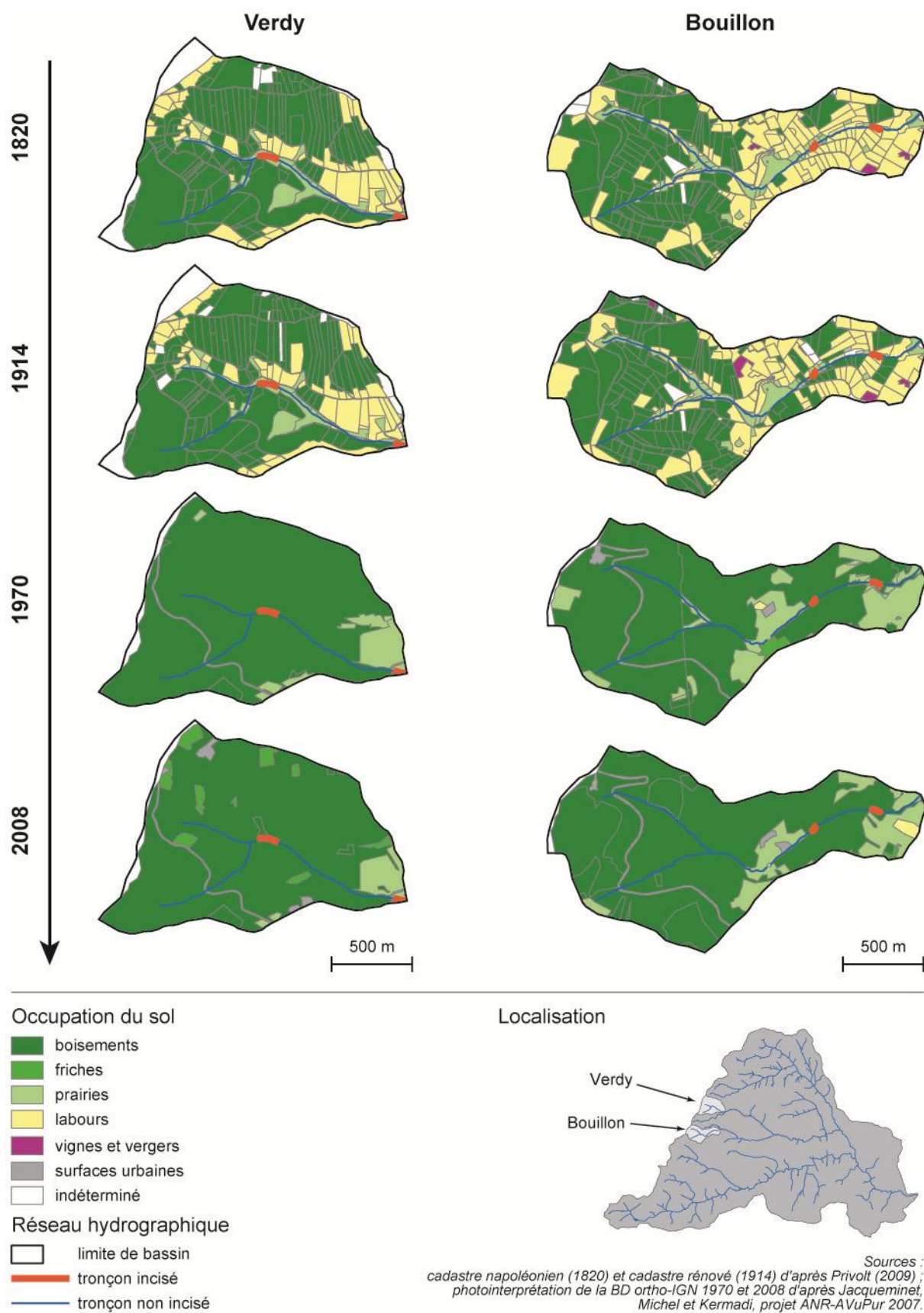


Figure 74 : évolution de l'occupation du sol des bassins versants du Verdy et du Bouillon (Monts du Lyonnais) de 1820 à 2008

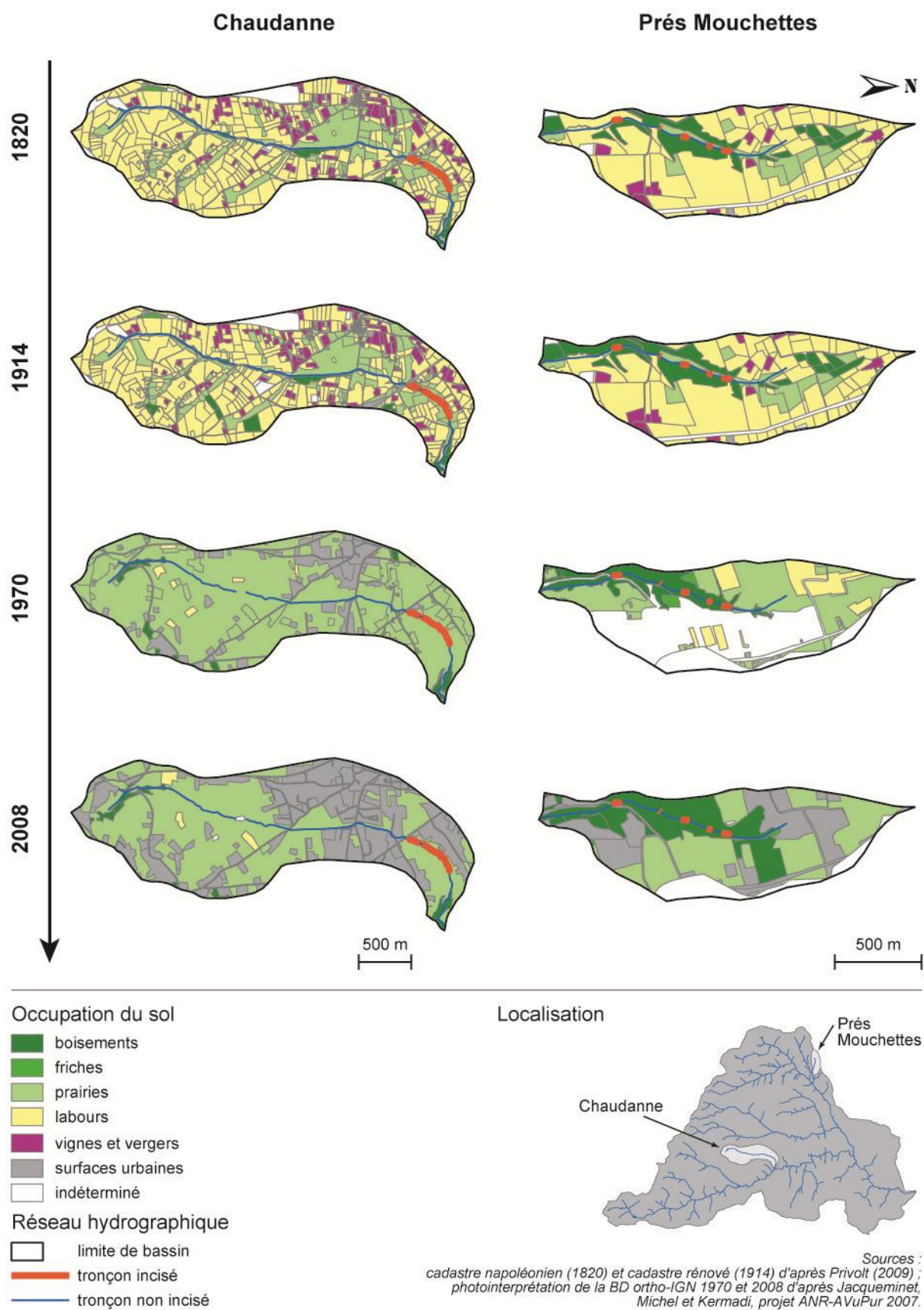


Figure 75 : évolution de l'occupation du sol des bassins versants de la Chaudanne et des Prés Mouchettes (Plateau Lyonnais) de 1820 à 2008

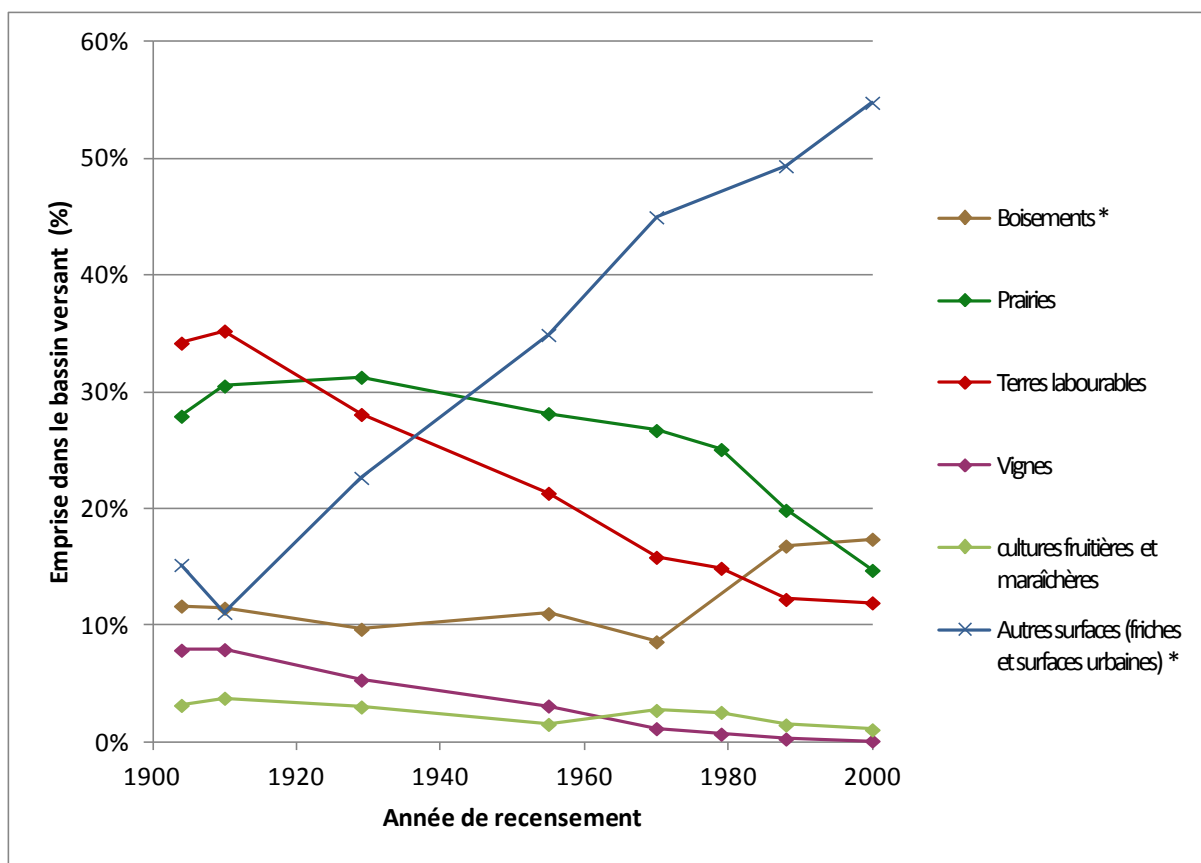
1.3- Evolution des territoires communaux

Six catégories d'occupation du sol ont été déterminées à partir des statistiques agricoles :

- les boisements ;
- les labours, qui désignent l'ensemble des terres cultivées, prairies temporaires et jachères incluses (définition du RGA) ;
- les prairies permanentes, qui désignent les surfaces toujours en herbe (ou STH), c'est-à-dire les prairies naturelles et les prairies artificielles semées depuis plus de 5 ans (définition du RGA) ;
- les vignes ;
- les cultures fruitières et maraîchères (vergers, jardins potagers et maraîchers) ;
- la dernière catégorie représente par défaut les autres types d'occupation (soustraction des occupations précédentes à la superficie des communes), c'est-à-dire essentiellement les surfaces urbaines et les friches.

La **figure 76** représente l'évolution moyenne de l'occupation du sol du bassin de l'Yzeron au cours du 20^{ème} siècle. Elle montre une importante diminution de l'ensemble des surfaces agricoles (labours, prairies, vignes, cultures fruitières et maraîchères), qui sont passées de 73 à 28% entre 1904 et 2000. Les vignes, qui représentaient environ 8% du bassin en 1904 et 1910, ont quasiment disparu en 2000 (0,1%). En valeur relative, ce sont ensuite les labours qui ont le plus fortement diminué, passant de 34% en 1904 à moins de 12% en 2000. Ces deux dernières catégories ont régressé de manière relativement constante depuis le début du siècle. En revanche, la superficie des prairies a légèrement augmenté durant les premières décennies, puis s'est maintenue à un niveau proche de celui de 1904 jusque dans les années 70. Le recul des prairies s'est principalement réalisé après 1979 : leur superficie a été réduite approximativement de moitié durant les deux dernières décennies.

La déprise agricole est un phénomène qui a touché l'ensemble de la France métropolitaine depuis la fin du 19^{ème} siècle, mais elle a pris une ampleur plus importante dans le bassin de l'Yzeron du fait de la proximité de l'agglomération lyonnaise. Cette dernière a favorisé l'essor de l'agriculture locale dans un premier temps (cf. § 1.2), puis a contribué à son déclin. L'expansion de l'agglomération lyonnaise et de son aire d'influence constitue effectivement une tendance majeure de l'évolution du bassin au cours du 20^{ème} siècle. Bien qu'il ne soit pas possible de différencier les friches et les surfaces urbaines dans la catégorie « autres surfaces », cette dernière reflète principalement l'évolution de l'urbanisation du bassin. Elle présente une augmentation remarquablement constante au cours de la période étudiée (**figure 76**) et son expansion depuis l'est du bassin est très marquée (**figure 77b**). En augmentant la pression foncière, à laquelle s'ajoutent divers conflits d'usages et contraintes réglementaires qui freinent la productivité des exploitations (ex. : droits de passage, interdiction d'épandage à moins de 100 m des habitations... ; SIMOLY 2006), l'urbanisation a largement contribué au recul des terres agricoles sur les communes limitrophes de l'agglomération lyonnaise. Dans un premier temps, la diminution des surfaces cultivées a donc principalement concerné les communes situées dans la partie orientale du bassin alors que celles des Monts du Lyonnais, à l'ouest, ont été relativement épargnées. Ces dernières ont également pu bénéficier de la migration d'une partie des terres agricoles vers l'ouest. En effet, dès le début du siècle, la diminution des vignes (**figure 77b**) et des labours (**figure 77a**) est particulièrement rapide sur les communes proches de Lyon. Au contraire, la part des labours a augmenté sur trois communes des Monts du Lyonnais entre 1904 et 1929 et la part des prairies a globalement augmenté jusqu'en 1970 sur le tiers occidental du bassin (**figure 77a**).



* absence de données en 1979

Figure 76 : évolution de l'occupation du sol du bassin versant de l'Yzeron entre 1904 et 2000 (emprises calculées au prorata de la superficie des communes dans le bassin ; sources : statistiques agricoles annuelles, recensement général agricole et inventaire communal, d'après Cottet 2005)

Le recul des terres agricoles s'est ensuite généralisé à l'ensemble du bassin, et a profité en partie aux surfaces boisées. L'emprise moyenne des boisements sur le bassin versant a effectivement stagné jusqu'en 1970 (**figure 76**), bien que l'on observe à l'échelle communale quelques évolutions, notamment une légère diminution concomitante du développement des labours ou des prairies sur trois communes des Monts du Lyonnais entre 1904 et 1929 (Pollionnay), puis entre 1955 et 1970 (Vaugneray et Yzeron ; **figure 77a**). Les surfaces boisées ont ensuite doublé entre 1970 et 2008 (**figure 76**). Cette tendance au reboisement a concerné la plupart des communes du bassin versant, et elle a pris des proportions plus importantes dans les Monts du Lyonnais où les boisements apparus depuis 1970 représentent en moyenne 20% de la superficie des communes (**figure 77a**).

Les statistiques agricoles confirment donc les résultats obtenus lors des analyses précédentes (cf. § 1.2) et apportent les précisions suivantes :

- la diminution des vignes et des labours est considérable et intervient dès le début du 20^{ème} siècle, voire plus tôt, sur les communes orientales du bassin versant, et principalement dans la seconde moitié du siècle dans les Monts du Lyonnais ;
- les prairies se sont développées durant les premières décennies, et jusque dans les années 70 sur certains sous-bassins, avant de régresser ;
- le reboisement est récent (années 70) et concerne principalement les Monts du Lyonnais.

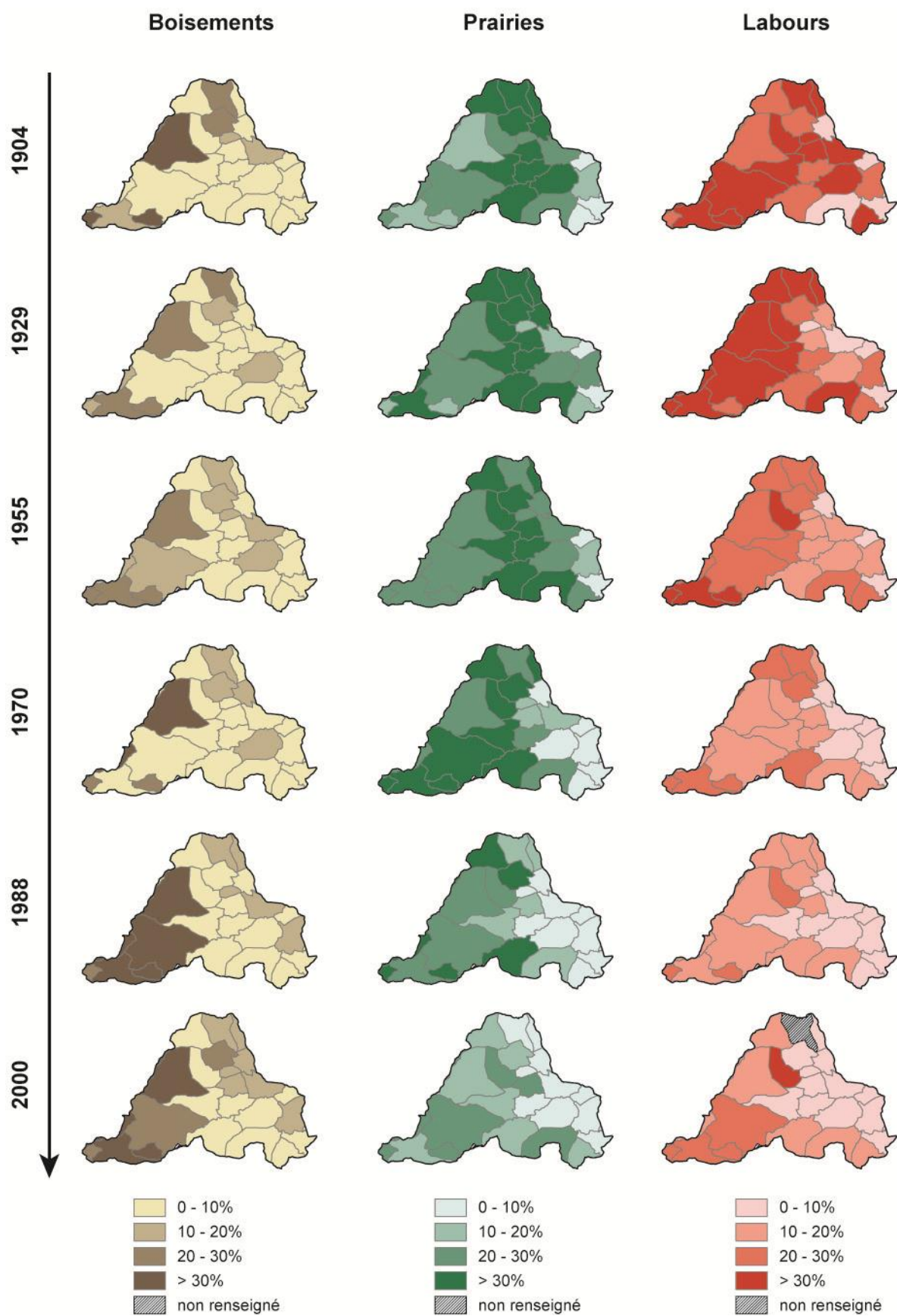


Figure 77a (première partie) : évolution des pourcentages de boisements, de prairies et de labours des communes entre 1904 et 2000 (modifié d'après Cottet 2005)

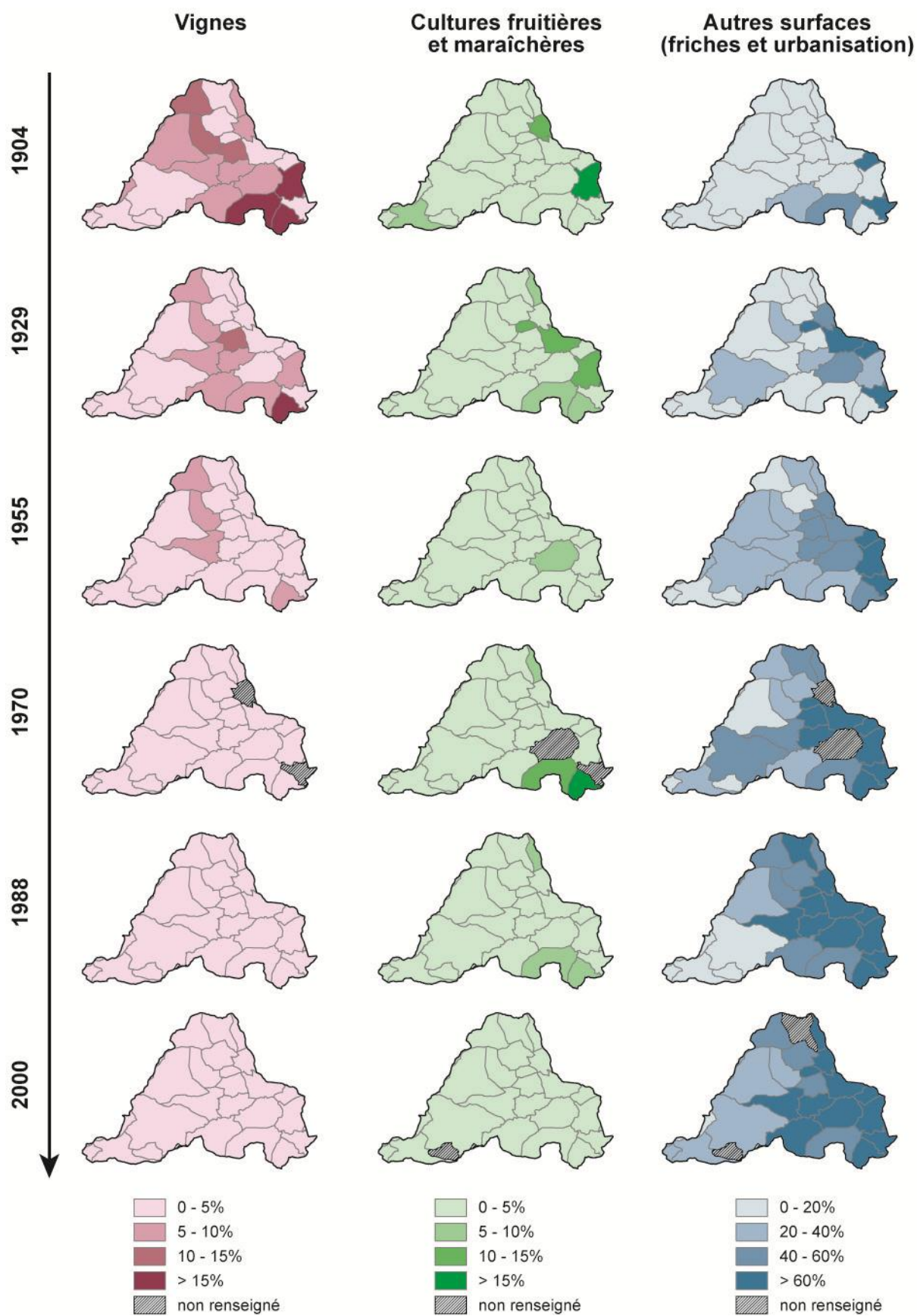


Figure 77b (suite) : évolution des pourcentages de vignes, de cultures fruitières et maraîchères, de friches et de surfaces urbaines des communes entre 1904 et 2000 (modifié d'après Cottet 2005)

2- Eléments chronologiques sur la mise en place et le déstockage des formations superficielles des fonds de vallée

Les formations superficielles des fonds de vallée des quatre sous-bassins présentés ci-avant (cf. § 1.2) ont été étudiées. Nous ne développerons que les résultats du ruisseau de la Chaudanne, qui présente la plus importante incision du bassin de l'Yzeron et sur lequel se sont largement appuyés les chapitres précédents. Précisons toutefois que les investigations menées sur les trois autres sous-bassins fournissent globalement des résultats comparables (Delile 2009, Schmitt 2010).

2.1- Etude d'une coupe stratigraphique sur le ruisseau de la Chaudanne

La **figure 78** représente la coupe stratigraphique de la berge étudiée sur le tronçon incisé du ruisseau de la Chaudanne. La banquette inférieure de la berge a été conservée pour éviter son effondrement (**figure 79a**) de telle façon que la berge se compose de deux coupes verticales disjointes (schéma en haut à gauche de la **figure 78**). L'analyse repose sur les mesures suivantes :

- identification et description visuelle des principales unités stratigraphiques (couleur, texture et structure interne ; US sur la **figure 78**) ;
- détermination de la composition granulométrique générale (texture), du diamètre médian (d_{50}), du tri (indice de Trask 1932) et de la teneur en matière organique (TOC) sur 17 échantillons ;
- mesures de la susceptibilité magnétique tous les 5 cm ;
- datations par OSL (Optically Simulated Luminescence) de 7 échantillons ;
- datations par ^{14}C de 2 échantillons prélevés sur des souches (**figure 79b**).

La stratification des couches et les valeurs d'indice de tri des échantillons indiquent que les matériaux constituant la berge correspondent essentiellement à des alluvions, ce qui est également confirmé par la topographie relativement plate du fond de vallée dans la dimension transversale (Schmitt 2010) ainsi que par la forme des courbes granulométriques cumulatives et les images de Passega (Delile 2009). Les sédiments sont essentiellement sableux, mais peuvent aussi contenir des passées de graviers et des limons.

Une vingtaine de souches ont été découvertes au fond du chenal après la forte crue du 1^{er} novembre 2008 ($> 2,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). Il s'agit de peupliers (*Populus*), de saules (*Salix*) et d'aulnes (*Alnus glutinosa/incana*) (S. Ivorra, communication personnelle). Ces souches témoignent de la présence d'une ancienne ripisylve, ce qui permet d'évaluer le niveau du fond de vallée au 16^{ème} siècle. En effet, les datations par ^{14}C indiquent que l'arbre analysé au pied de la coupe, à une profondeur de 350 cm (niveau du collet), date de 1470-1620 AD. La seconde souche, située en amont de la coupe et à une profondeur 220 cm, date de 1520-1650 AD. Ces premiers résultats témoignent donc de l'importance des dépôts accumulés au cours des cinq derniers siècles environ. Le solde net des phases d'érosions et de dépôts au droit des arbres datés correspond respectivement à une vitesse d'accrétion moyenne de 0,75 et 0,52 $\text{cm} \cdot \text{an}^{-1}$.

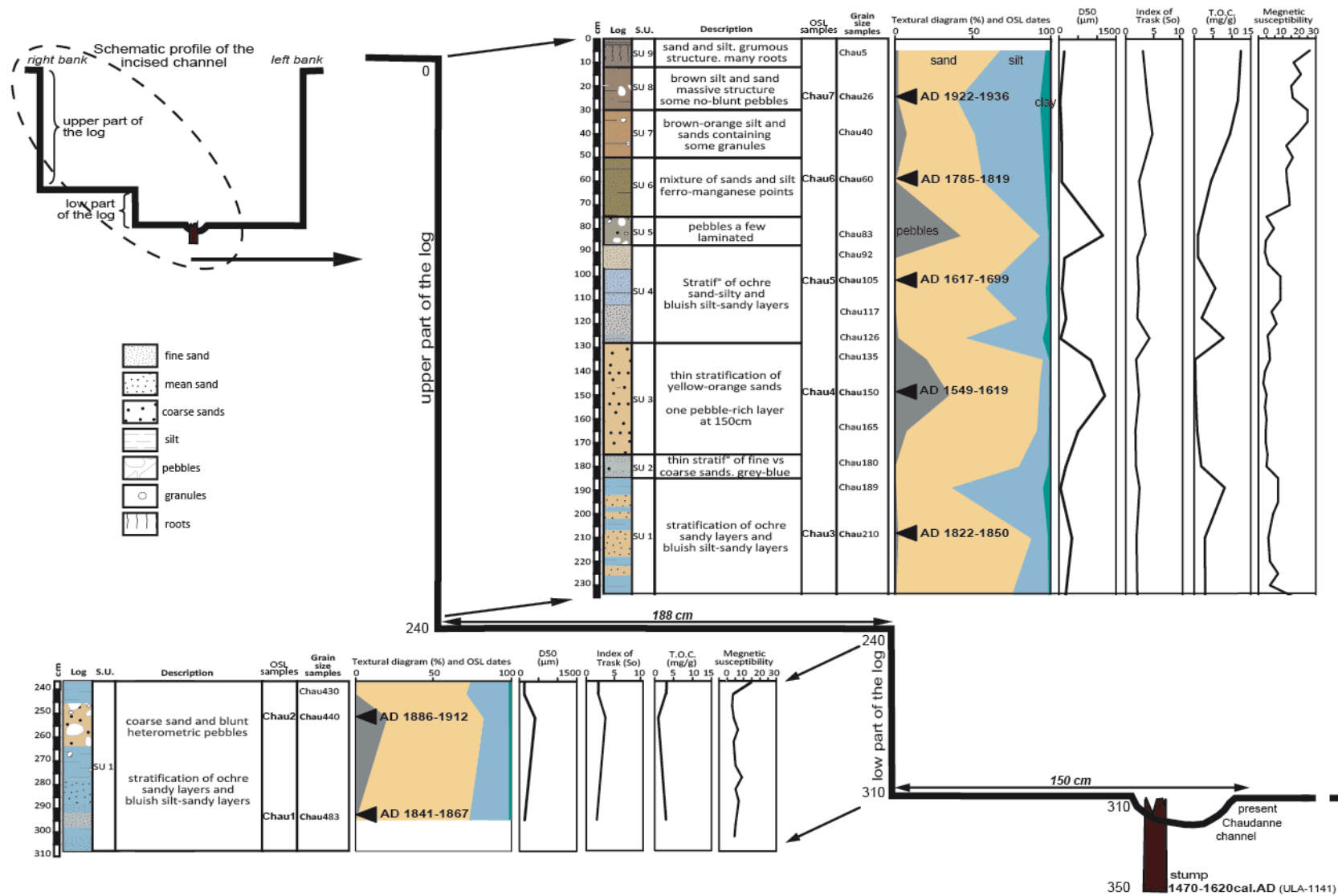


Figure 78 : coupe stratigraphique et schéma de la topographie de la berge étudiée sur le ruisseau de la Chaudanne (Schmitt 2010, modifié d'après Delile 2009)

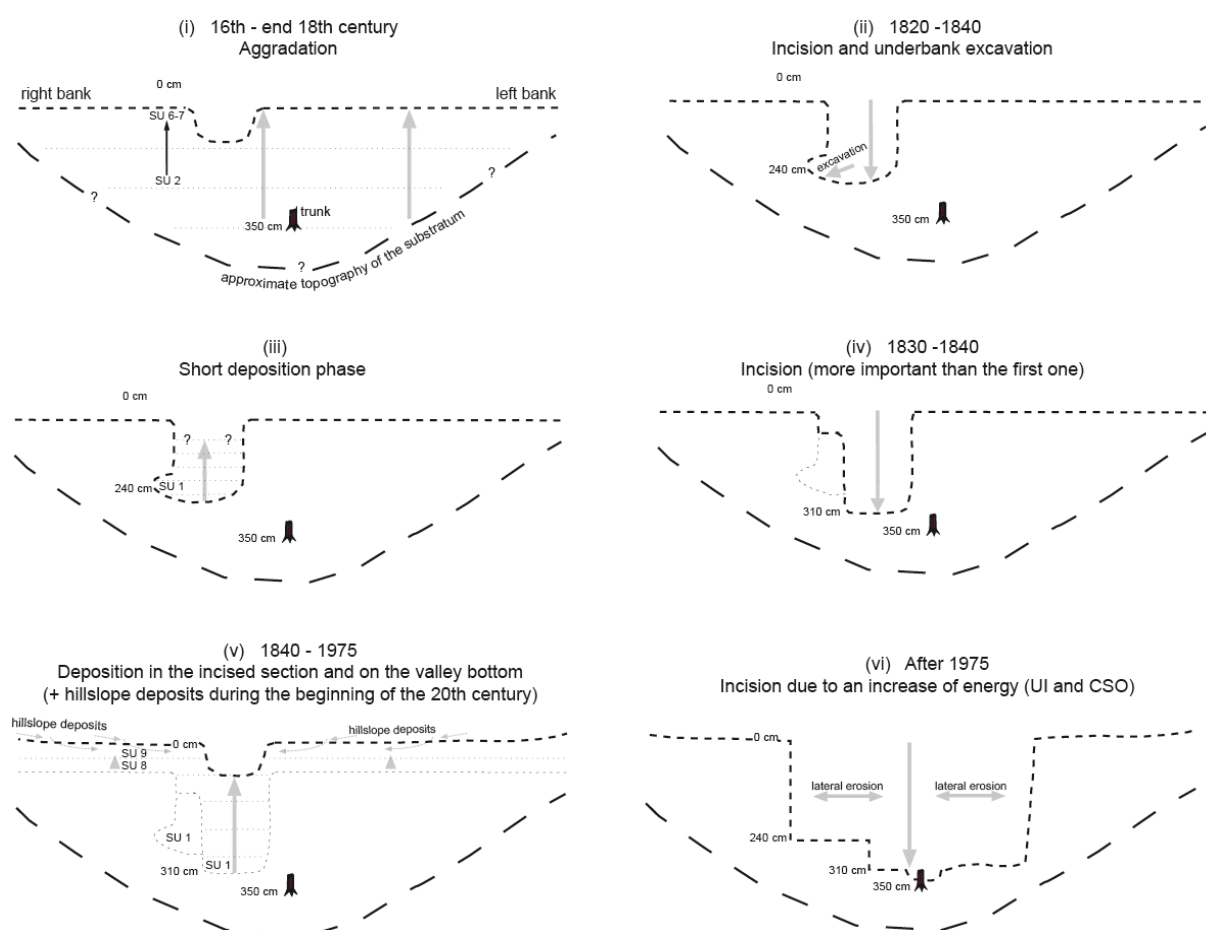
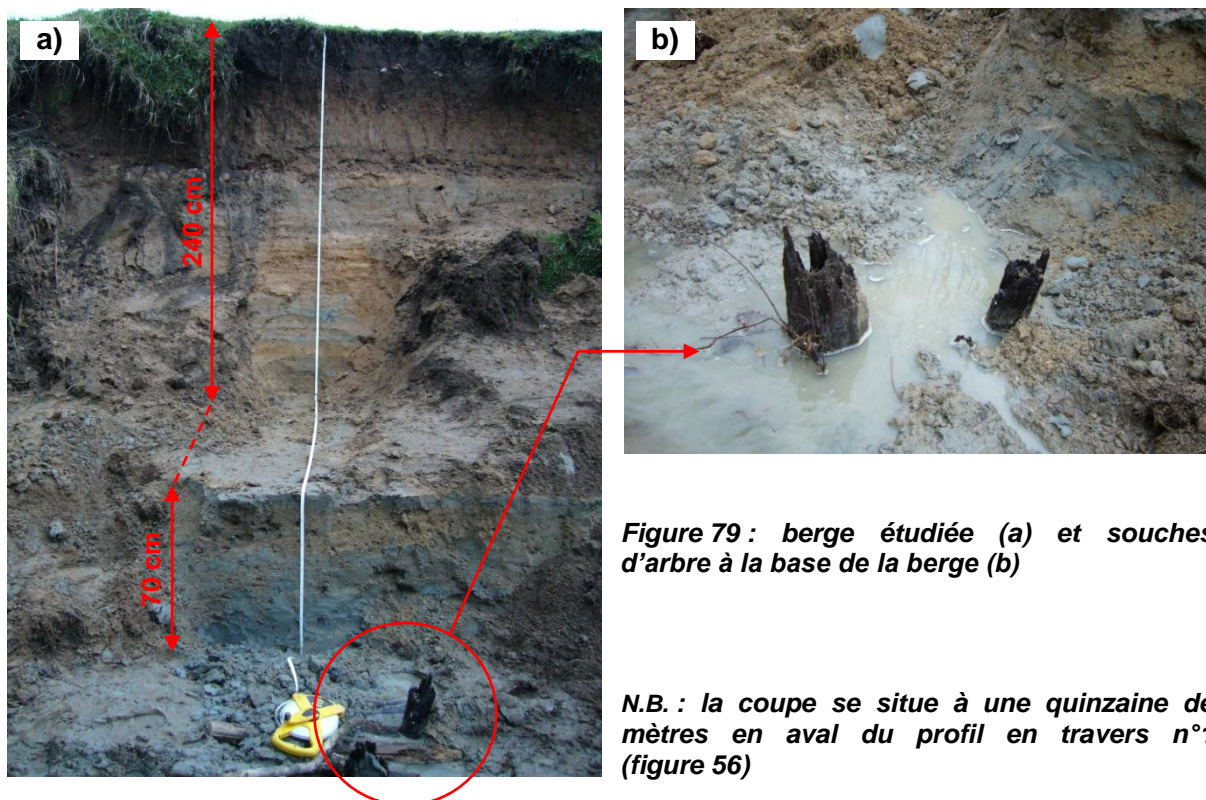


Figure 80 : six phases principales de sédimentation et d'érosion du chenal et du fond de vallée du ruisseau de la Chaudanne (Preusser et al. 2011)

Les résultats des datations OSL sont à première vue incohérents dans la mesure où les trois échantillons prélevés sur les couches inférieures de la coupe correspondent à des dépôts plus récents que les autres. Cela peut néanmoins s'expliquer par une succession de phases d'érosions verticales et latérales et de dépôts. En nous appuyant sur l'évolution historique de l'occupation du sol du bassin de la Chaudanne (*cf.* § 1.2) et sur certaines études paléo-géomorphologiques réalisées en France et en Europe, nous pouvons identifier les six grandes phases suivantes (**figure 80**) :

- 1) aggradation entre le 16^{ème} et la fin du 17^{ème} siècle en raison de l'érosion des sols labourés. Comme nous l'avons indiqué plus haut, les labours étaient largement plus étendus en 1826 qu'aujourd'hui mais ils le furent vraisemblablement aussi auparavant. De telles évolutions, que l'on peut rattacher à la crise anthropo-climatique du Petit Age Glaciaire (la composante anthropique étant ici accentuée par la proximité de Lyon), ont également été constatées dans le sud, le sud-ouest et le centre de la France (Allée 2003, Bertran 2004, Miras et al. 2004), ainsi que dans la vallée du Rhône en aval de Lyon (Bravard 2000, 2002, Jacob et al. 2006, d'après Schmitt 2010) ;
- 2) incision rapide entre 1820 et 1830 environ et affouillement sous la berge droite. L'incision pourrait être liée à une période particulièrement sèche (diminution de la fréquence des pluies intenses), comme cela a été observé en zone méditerranéenne entre 1820 et 1840 (Bravard 2002, Jacob-Rousseau et Astrade 2010, d'après Schmitt 2010). Pendant cette période, les écoulements peu intenses auraient entraîné une faible fourniture sédimentaire depuis les versants tout en assurant néanmoins l'évacuation des sédiments du lit. Des incisions de cette nature ont également été observées à Chypre à la fin du Néolithique (Devillers 2005). Ceci montre qu'au cours du 19^{ème} siècle des variations climatiques pluri-décennales ont pu faire varier l'intensité du couplage versant-rivière (ici une atténuation de ce couplage) et induire des évolutions morphologiques significatives (Schmitt 2010) ;
- 3) rapide phase de dépôt avec comblement de la zone affouillée ;
- 4) deuxième phase d'incision entre 1830 et 1840 environ, également rapide, et qui a été plus importante que la première ;
- 5) sédimentation dans la section incisée durant la seconde moitié du 19^{ème} siècle et le 20^{ème} siècle jusqu'en 1975. Au début du 20^{ème} siècle, les dépôts sont principalement de nature colluviale, issus de l'érosion des versants proches du cours d'eau ;
- 6) début d'une dernière phase d'incision vers 1975 (d'après l'analyse dendrochronologique des arbres riverains ; *cf.* chap. 2-A, § 3.2.1), plus importante verticalement et latéralement, provoquée par une augmentation récente de l'énergie des crues liée à l'urbanisation du bassin (*cf.* chap. 3-A).

2.2- Informations complémentaires

B. Sarrazin (ISARA, thèse en cours) a étudié le comportement hydrologique du bassin versant du Mercier, affluent de l'Yzeron drainant principalement les Monts du Lyonnais, en s'appuyant notamment sur un réseau de quinze limnigraphes. Il a constaté que les fonds de vallée incisés présentaient une fréquence d'activation hydrologique nettement moins élevée que les autres et que, en cas d'activation, leur hydrogramme de crue était fortement retardé. Ces résultats tendent à confirmer l'importance des écoulements subsurfaciques et donc de l'épaisseur des formations superficielles dans les fonds de vallée incisés. En effet, l'épaisseur

importante des formations superficielles augmente la puissance de la nappe d'accompagnement et retarde la saturation des sols des fonds de vallée, qui ont un rôle prépondérant dans la genèse des crues dans les petits bassins versants (Ambroise et al. 1995).

3- Synthèse et conclusion

Au 19^{ème} siècle, les terres cultivées représentaient 30 à 45% de la superficie des Monts du Lyonnais et 60 à 70% du Plateau Lyonnais d'après les données cadastrales. Elles étaient principalement consacrées aux cultures céréalières (blé, seigle, froment) et viticoles d'après de Farcy (1950). Or ces cultures, et plus particulièrement les vignes et les blés, sont reconnues pour augmenter considérablement l'érosion des sols (Auzet 1987a, Kosmas et al. 1997). Par ailleurs, l'ancienneté des occupations humaines dans la région lyonnaise, ainsi que certaines archives historiques (Privolt 2010 ; N. Jacob, communication personnelle), suggèrent que ces terres cultivées étaient très étendues bien avant le 19^{ème} siècle. Dans la plaine de Vaise, au pied du Plateau Lyonnais et à seulement quelques kilomètres au nord-est du bassin de l'Yzeron, Bertran et al. (1998) ont notamment montré que les premiers défrichements avaient débuté avant l'Age du Bronze et que l'anthropisation du versant avait entraîné au cours des deux derniers millénaires une érosion des sols et une sédimentation détritique sans précédent depuis la dernière glaciation. Aussi les activités agricoles du bassin de l'Yzeron ont probablement favorisé pendant plusieurs siècles une production sédimentaire abondante des versants et des dépôts corrélatifs dans les fonds de vallée. C'est d'autant plus probable que les terres cultivées se situaient principalement sur les versants alors que les fonds de vallée, plus humides, étaient généralement en prairies (Privolt 2009 ; **figures 74 et 75**). La rugosité plus élevée des fonds de vallée a donc pu contribuer au dépôt des produits de l'érosion des versants cultivés acheminés par ruissellement au pied des versants (colluvions) et lors des débordements de crues (alluvions). Les dépôts ont vraisemblablement été plus importants dans les fonds de vallée à faible pente et en têtes de bassin, où les écoulements sont intermittents et de faibles intensités, et où les versants sont généralement plus escarpés, ce qui favorise le ruissellement et l'érosion des sols ainsi que leur connexion avec le fond de vallée.

Les statistiques annuelles du 20^{ème} siècle ont montré une importante diminution des surfaces agricoles, et plus particulièrement des vignes et des labours. Dans les Monts du Lyonnais, celles-ci ont principalement été remplacées par des prairies et, plus récemment, par des boisements. Cette évolution diminue fortement le ruissellement et l'érosion des versants, d'où un déficit sédimentaire relatif qui contribue à perturber l'équilibre morpho-sédimentaire des chenaux. De plus, l'exhaussement des chenaux dans les fonds de vallée propices au remplissage sédimentaire (en tête de bassin, avec une pente faible et une largeur plus importante) a entraîné une augmentation de la pente locale avec les tronçons aval dont l'énergie est relativement plus forte (absence de dépôts). Des incisions sont donc susceptibles de se produire à la jonction de ces tronçons, puis de migrer progressivement vers l'amont en déstockant les dépôts relativement fins des siècles précédents. La topographie des fonds de vallée des tronçons incisés, constatée de manière qualitative sur le terrain, tend à confirmer ce dernier point, particulièrement dans les Monts du Lyonnais. Rappelons que les analyses statistiques présentées dans le chapitre 2-A n'ont pas mis en évidence d'influence de la pente vis-à-vis de la sensibilité à l'incision des cours d'eau. Etant donné la faible longueur des tronçons pris en compte (80 à 150 m), ceci est probablement lié à un manque de précision des pentes (déterminées à partir des courbes de niveau des cartes au 25 000^{ème} de l'IGN).

Dans la partie orientale du bassin, et notamment sur le Plateau Lyonnais, les terres agricoles ont également laissé place aux surfaces urbaines qui contribuent davantage à augmenter la fréquence et l'intensité des crues (*cf.* chap. 3-A). Aussi, lorsque l'urbanisation se développe sur un bassin versant ayant subi les effets à long terme des labours, ces deux dernières perturbations se cumulent et pourraient engendrer des incisions extrêmement développées, comme c'est par exemple le cas sur le ruisseau de la Chaudanne.

Partie 4

ELEMENTS DE GESTION

Dans cette partie, constituée d'un unique chapitre, nous formulons des recommandations de gestion des perturbations hydrologiques de l'urbanisation et des impacts qu'elles entraînent sur la morphologie des cours d'eau (incision, ensablement). Dans un premier temps, nous exposons les principales mesures préventives et curatives recensées dans la littérature scientifique pour la gestion des effets de l'urbanisation et pour la restauration des tronçons incisés. Dans un second temps, nous présentons des recommandations adaptées au contexte du bassin versant de l'Yzeron.

1- Principes généraux pour la gestion des perturbations hydro-géomorphologiques des petits hydrosystèmes périurbains

1.1- Introduction : échelles de gestion et types d'intervention

Shields et al. (1999) distinguent deux échelles pour l'élaboration et la mise en œuvre de stratégies de restauration ou de réhabilitation des cours d'eau incisés :

- le tronçon de cours d'eau ;
- le bassin versant.

Les projets réalisés à l'échelle du tronçon consistent à intervenir sur des linéaires de cours d'eau correspondant à environ 20 à 100 fois la largeur du lit mineur (Shields et al. 1999). Ils peuvent se décliner en différentes actions localisées qui conduisent généralement à prévenir ou à stopper l'érosion du lit et des berges du tronçon en diminuant la capacité de transport des écoulements. Cela peut être réalisé en diminuant la pente du lit par implantation de structures de contrôle de pente (ex. : seuils artificiel) ou par modification du tracé en plan (ex. : reméandrement d'un chenal rectifié), ou en restaurant une morphologie qui favorise l'étalement de la lame d'eau (ex. : élargissement du chenal). Ce type de projet n'intervient généralement pas sur les causes de l'incision (sauf lorsque celle-ci a été provoquée par une modification de la morphologie initiale du lit ; ex. : rectification), et peut donc s'avérer inefficace. La stabilisation d'un tronçon incisé peut notamment entraîner l'incision du tronçon aval car cela diminue la fourniture sédimentaire de ce dernier (Simon et Darby 1999).

Les projets réalisés à l'échelle du bassin versant désignent, selon Shields et al. (1999), les projets qui consistent à intervenir sur l'occupation des sols pour se rapprocher des conditions antérieures à l'incision, et ainsi rétablir un régime des crues et une production sédimentaire favorables à l'équilibre morphodynamique des cours d'eau. Il s'agit essentiellement de réduire les volumes ruisselés et les débits de pointe mais il est également possible d'intégrer des mesures spécifiques à la fourniture sédimentaire des versants, notamment pour limiter les apports de sédiments fins par érosion des sols lors de l'implantation de nouvelles constructions. Le bassin versant est une échelle optimale pour la restauration des hydrosystèmes mais elle implique des coûts très élevés et soulève parfois des problèmes délicats vis-à-vis des enjeux socio-économiques liés à l'utilisation des sols (Shields et al. 1999). Les conditions d'habitat aquatique répondent généralement rapidement à ces mesures (Shields et al. 1999). Néanmoins, les effets sur les dynamiques morpho-sédimentaires des parties aval du réseau hydrographique peuvent parfois nécessiter plusieurs décennies du fait de l'inertie des processus de transport solide et de stockage des sédiments (Trimble 1975 d'après Shields et al. 1999).

La plupart des mesures envisageables à l'échelle du bassin que nous présenterons ne sont pas spécifiques aux incisions de cours d'eau. Elles s'intègrent aux recommandations générales, plus connues sous le nom de *Best Management Practices*, préconisées pour une gestion durable de la ressource en eau, et notamment pour résoudre les problèmes liés au ruissellement (Barrett et al. 1997, Marsaleck et Chocat 2002), à l'érosion des sols (Udawatta et al. 2002) et à la pollution des cours d'eau (Barling et al. 1994).

1.2- Régulation des flux hydriques et sédimentaires à l'échelle du bassin versant

Trois types de mesures peuvent être mises en œuvre pour limiter l'impact des modifications de l'occupation des sols des versants sur le régime hydrologique et la production sédimentaire :

- minimiser la perturbation des sols des versants urbanisés pour préserver, voire augmenter, leur capacité d'infiltration (§ 1.2.1) ;
- stocker temporairement les eaux de pluie et les restituer progressivement pour diminuer le débit de pointe et la fréquence des crues (§ 1.2.2) ;
- ralentir la circulation des flux hydriques et sédimentaires au sein du bassin versant, en intervenant au niveau des drains élémentaires du réseau hydrographique ou en favorisant les débordements dans la plaine d'inondation (§ 1.2.3).

1.2.1- Favoriser l'infiltration

a) Limiter les surfaces imperméables

L'imperméabilisation des sols constitue la première source de perturbation hydrologique des bassins versants urbains. Pourtant, diverses techniques, relativement anciennes mais rarement mises en application, existent pour optimiser les capacités d'infiltration des sols urbains : revêtements poreux, chaussées à structure réservoir, bassins d'infiltration... (CERTU 2003). La réglementation locale peut également inclure des critères d'urbanisme limitant la surface du bâti dans les zones d'urbanisation future (diminution du CES ou Coefficient d'Emprise au Sol).

b) Protection des sols pendant les phases de construction

La mise à nu et le compactage des sols sur les parcelles en construction augmentent considérablement le ruissellement, l'érosion des sols et donc la production de sédiments fins (Wolman 1967, Douglas 1985, Booth 2000, Konrad et al. 2005). Pour limiter ces impacts, il est notamment possible de fractionner l'aménagement des sites de construction en plusieurs parcelles qui seront défrichées de manière successive, en prenant soin de rétablir une couverture végétale dès que les travaux de terrassement sont achevés sur une parcelle avant d'intervenir sur la parcelle suivante (Douglas 1985). Les terrains temporairement dénudés peuvent également être recouverts de paille pour limiter l'érosion des sols et leurs apports consécutifs en sédiments fins dans le cours d'eau (Douglas 1985, Miltner et al. 2004, Tønning et al. 2005). Ces recommandations sont imposées aux nouvelles constructions dans certaines régions des Etats Unis (Megahan 1992, Maryland Department of the Environment 1994, Miltner et al. 2004, Tønning et al. 2005, Iowa Department of Natural Resources 2006).

1.2.2- Favoriser le stockage temporaire

a) Les bassins de rétention

La mise en place de bassins de rétention s'impose lorsque les conditions naturelles d'infiltration sont insuffisantes pour les bassins d'infiltration. Ils devraient idéalement être

conçus de manière à laisser passer le ruissellement « naturel » de la parcelle et à stocker temporairement l'excédent hydrique pour le restituer plus tard. Dans la pratique, la conception de ces ouvrages ne permet généralement pas d'atteindre cet objectif. Selon Booth (1991), ces structures présentent trois limites :

- une capacité de stockage limitée par le coût de l'ouvrage si bien que l'effet des plus gros orages est peu atténué ;
- une surestimation des débits naturels avant urbanisation (généralement réalisée par modélisation hydrologique) qui conduit au sous-dimensionnement des ouvrages ;
- un débit de fuite déterminé sans tenir compte de son impact éventuel sur le transport solide et la stabilité morphologique des cours d'eau.

La méthode classique (*peak standard*) pour le dimensionnement des bassins de rétention consiste à maintenir, pour une pluie de projet, un débit de pointe post-urbanisation proche de sa valeur pré-urbanisation (Booth 2000, Blanpain et al. 2004). Le débit de fuite de l'ouvrage est alors fixé par estimation du débit de pointe avant urbanisation, ce qui a pour effet d'augmenter la durée annuelle de ce débit. Or, si celui-ci est supérieur au débit critique de mise en mouvement des particules du lit, cela peut engendrer une déstabilisation du chenal.

Une méthode alternative (*duration standard*) consiste à maintenir la durée pré-urbaine de tous les débits morphogènes (supérieurs au débit critique) de façon à conserver des conditions de transport solide semblables (Booth 2000). Il est donc nécessaire d'estimer le débit critique au-dessous duquel le transport solide est nul ou insignifiant, pour restituer l'excédent hydrique avec un débit de fuite inférieur à ce seuil. Cette seconde méthode conduit généralement à des bassins de rétention nettement plus grands, donc plus coûteux, et n'est envisageable que pour les cours d'eau à graviers dans la mesure où les débits de mise en mouvement des sédiments sableux sont très faibles. De plus, son utilisation reste marginale, ce qui lui confère moins de légitimité aux yeux des gestionnaires. Elle est tout de même appliquée dans le Comté de King County (Etat de Washington) où elle s'impose aux nouvelles constructions dans les bassins versants qui présentent un intérêt écologique particulier ou qui ont historiquement connu des problèmes récurrents d'inondation ou d'érosion (Booth 2000).

Par ailleurs, certains ouvrages de rétention sont couramment employés dans les régions agricoles d'Australie et des Etats Unis pour limiter à la fois les volumes ruisselés et les apports en sédiments fins aux cours d'eau. On peut notamment citer les *WASCOB* (*Water And Sediment Control Basin*), dont les caractéristiques sont proches de celles des retenues collinaires classiques, mais qui permettent un piégeage plus efficace des sédiments et qui facilitent leur entretien (extraction des matériaux stockés).

b) Les systèmes de stockage individuel

Chaque habitant peut également participer à la réduction des volumes ruisselés en installant un système de récupération individuel des eaux de pluie. De nombreux systèmes permettent de stocker les eaux au niveau de la toiture des immeubles ou des maisons individuelles (Chaïb 2003). Les eaux collectées peuvent notamment être réutilisées pour l'arrosage des jardins ou le lavage de la voirie, ce qui a l'avantage de préserver la ressource en eau et de réduire les coûts liés à l'utilisation de l'eau potable. Des campagnes de communication peuvent valoriser ce type de démarche auprès du public.

1.2.3- Ralentir les écoulements

La présence d'une plaine alluviale inondable permet de réduire l'impact de l'augmentation des débits de pointe sur la morphologie des chenaux (Nanson et Young 1981 ; cf. chap. 1-A, § 5.4). Lorsque celle-ci est peu étendue, ou déconnectée du lit mineur suite à l'incision du chenal, il est possible d'aménager des casiers d'inondation (Shields et al. 1999). En amont des tronçons incisés ou sensibles à l'incision, ils permettent notamment de réduire les débits de pointe. En aval, ils favorisent également le dépôt des sédiments fins dans la plaine alluviale.

Il est également possible de ralentir les écoulements au niveau des drains élémentaires du réseau hydrographique. Des aménagements plus appropriés tels que les noues enherbées peuvent par exemple se substituer aux fossés classiques. Outre une meilleure intégration paysagère, ces chenaux enherbés permettent à la fois de réduire la vitesse des écoulements et les problèmes d'érosion. Ce type d'aménagement peut être appliqué en milieu urbain et en milieu agricole où il est souvent implanté en association avec des bandes enherbées (**figure 81**). Ces dernières constituent des zones tampons larges de quelques mètres que l'on peut planter sur les versants ou en bordure des cours d'eau. Elles visent davantage à réduire les flux de sédiments et de polluants transportés par les eaux de ruissellement (Barling et Moore 1994, Udawatta et al. 2002).

De manière plus générale, tout ce qui contribue à diminuer la connectivité des versants au réseau hydrographique permet de ralentir les flux hydriques et sédimentaires au sein du bassin versant. La préservation du corridor riverain permet ainsi d'atténuer à la fois les impacts hydrologiques, géomorphologiques et écologiques des modifications d'occupation du sol au niveau des versants (Miltner et al. 2004).



Figure 81 : exemple d'un système de noues et de bandes enherbées sur une parcelle agricole (Tim McCabe – USDA)

1.3- Stabilisation du lit et des berges à l'échelle du tronçon de cours d'eau

Les mesures présentées ci-après visent exclusivement à prévenir ou à corriger les incisions des tronçons de cours d'eau.

Nous distinguons trois catégories d'interventions :

- implantation de structures de contrôle de la pente (§ 1.3.1) ;
- modification de la géométrie du lit (§ 1.3.2) ;
- intervention directe sur la fourniture sédimentaire (§ 1.3.3).

1.3.1- Implantation de structures de contrôle de la pente

Les principaux aménagements qui permettent de stabiliser le profil en long des cours d'eau incisés sont présentés dans le **tableau 32**. Etant donné le lien entre les évolutions verticales et horizontales du lit des chenaux incisés, ils sont également utiles pour stabiliser les berges (Watson et Biedenharn 1999). Si l'on se rapporte à la balance de Lane (1955 ; **figure 5**), on peut distinguer deux grands types fonctionnels de structures (Watson et Biedenharn 1999) :

- les structures de contrôle du lit qui renforcent la résistance du lit, ce qui revient à augmenter le diamètre des sédiments ;
- les structures de contrôle hydraulique mises en place pour dissiper l'énergie des écoulements, ce qui revient à diminuer la pente.

Les petits barrages (**figure 82a**) sont couramment utilisés depuis le 15^{ème} siècle pour stabiliser les torrents ou les rivières lorsque les fortes pentes sont à l'origine de l'incision (Jaeggi et Zarn 1999). Outre leur coût élevé en termes d'entretien et d'investissement, ces ouvrages ne sont pas toujours efficaces car ils présentent l'inconvénient majeur de piéger la charge solide ce qui peut nuire à la stabilité des tronçons aval.

La technique des rampes (**figure 82b**) aurait été introduite initialement en Autriche (Schauemberger 1953 d'après Jaeggi et Zarn 1999) pour remplacer les barrages dans les rivières à pente plus faible (< 3%).

Selon Yalin (1977 d'après Jaeggi et Zarn 1999), il existe une forte analogie entre les seuils artificiels étroitement espacés (**figure 82c**) et les formes naturelles du lit qui favorisent la dissipation de l'énergie des écoulements (séquences seuil-mouille, marche-cuvette, dune-antidune). Jaeggi et Zarn (1999) recommandent donc d'implanter ces ouvrages en série pour stabiliser le lit des cours d'eau. On distingue les seuils préventifs, calés au niveau du fond du lit et destinés à stabiliser un tronçon potentiellement sensible à l'incision ou situé en amont d'une incision régressive, et les seuils correctifs, calés plus haut que le lit pour recouvrer une pente plus faible (Agence de l'Eau RMC 1999). En revanche, ce type d'aménagement peut altérer les écoulements superficiels en basses eaux en accentuant les écoulements dans la zone hyporhéique (Jaeggi et Zarn 1999).

Enfin, la technique du pavage artificiel vise à augmenter la rugosité naturelle du lit en simulant le comportement de certains cours d'eau en situation de déficit sédimentaire qui développent une couche superficielle de sédiments largement plus grossiers que les sédiments de subsurface, et dont la mise en mouvement n'est possible que pour les crues exceptionnelles (Bray et Church 1980). Il est possible de créer artificiellement un lit pavé (ou augmenter la tendance naturelle) en disposant à intervalles réguliers (**figure 82d**), ou sur la totalité de la

surface du lit, des éléments minéraux plus grossiers que les sédiments en place. Cette méthode est notamment utilisée sur les petits cours d'eau d'Allemagne (Kern 1997 d'après Bravard et al. 1999) et sur la Haute-Loire (Agence de l'eau 1999), mais elle est probablement inadaptée aux plus grands cours d'eau possédant une forte puissance spécifique.

Structure	Principes	Inconvénients
Barrage (<i>check-dam</i>)	Diminution de la pente de la ligne d'eau entre les barrages Dissipation de l'énergie au pied du barrage (fosse de dissipation)	Piégeage de la charge solide qui nuit aux tronçons aval Coûts d'investissement et d'entretien élevés
Rampe de blocs (ou radier artificiel)	Dissipation de l'énergie sur la rampe et au pied de la rampe (fosse de dissipation)	Limité à un tronçon de faible longueur
Série de seuils artificiels	Dissipation de l'énergie et diminution de la pente de la ligne d'eau par une succession de chutes de faible hauteur	Diminution des écoulements superficiels en basses eaux Ralentissement du transport solide
Pavage artificiel	Renforcement de la résistance à l'érosion	Inadapté aux grands cours d'eau et limité à un tronçon de faible longueur

Tableau 32 : principes et inconvénients des principales structures de contrôle de pente (d'après Jaeggi et Zarn 1999 et Watson et Biedenharn 1999)

1.3.2- Elargissement ou recalibrage de la section en travers

Pour un débit et une pente donnés, la capacité de transport est fonction de la hauteur de la lame d'eau. Une technique simple consiste donc à élargir le cours d'eau pour étaler les écoulements et diminuer les forces tractrices s'exerçant sur le lit.

Il est possible de remodeler la section en travers de manière plus sophistiquée en s'inspirant de la morphologie des chenaux qui ont retrouvé un équilibre morphodynamique après incision (Shields et al. 1999). Cela consiste donc à court-circuiter certaines étapes du cycle d'évolution des chenaux incisés, en passant directement de l'étape 3 ou 4 du modèle d'évolution de Simon et Hupp (1986) à l'étape 6 (**figure 12**), de façon à obtenir un chenal à deux niveaux composé :

- d'un premier chenal large et profond capable de contenir les crues exceptionnelles (période de retour de 20 à 100 ans) ;
- et d'un second chenal emboîté dans le précédent, plus ou moins sinueux, capable de contenir les crues plus fréquentes (période de retour de 1 à 2 ans).

Cette méthode permet notamment de limiter le déstockage sédimentaire vers l'aval et l'abaissement du fond du lit. Dans le cas des grands cours d'eau alluviaux, on peut encore envisager un profil en travers à trois niveaux (**figure 82e**). Cette solution implique des travaux importants et nécessite la maîtrise foncière des terres adjacentes au cours d'eau pour élargir le lit mineur et modifier la topographie du lit majeur.

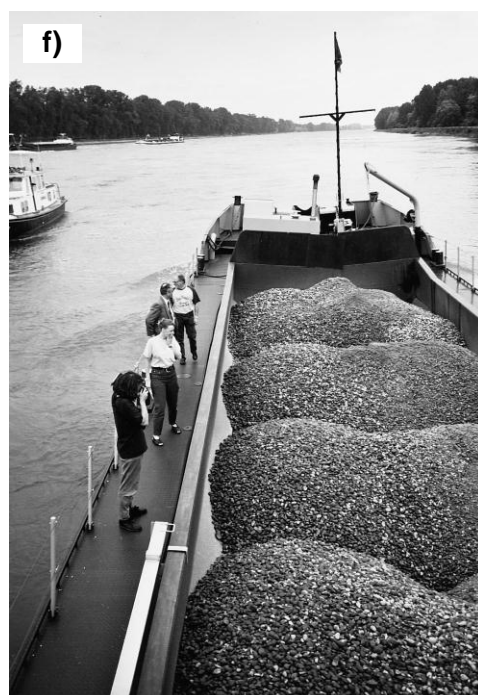
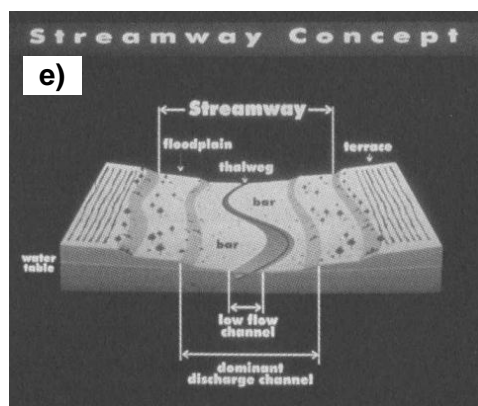
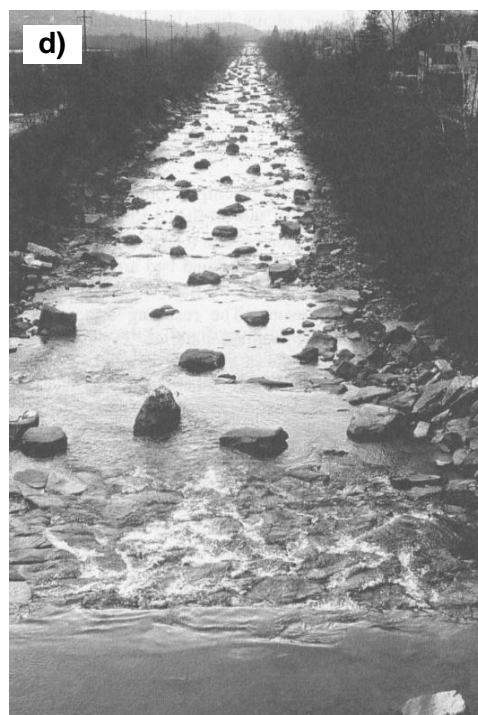
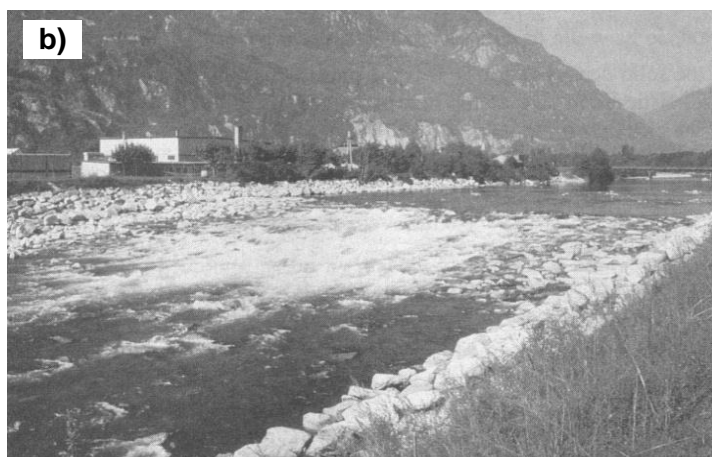
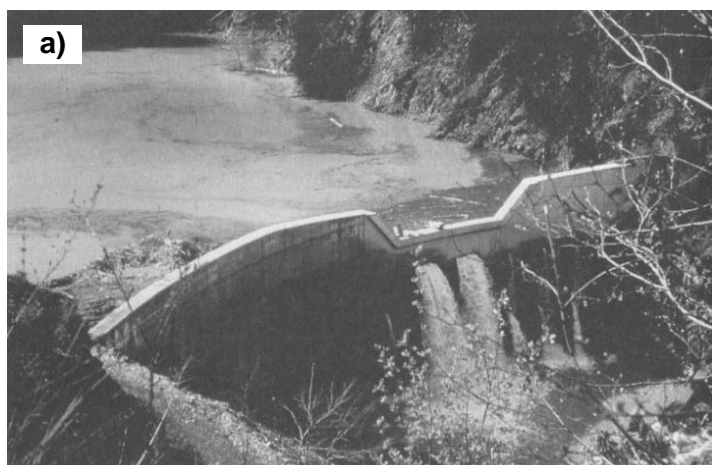


Figure 82 : principaux moyens de lutte contre les incisions

a) barrage (check dam) sur le torrent de Straubach (Jaeggi et Zarn 1999)

b) rampe de blocs sur la rivière Ticino (Jaeggi et Zarn 1999)

c) série de seuils artificiels sur la rivière Enziwigger (Jaeggi et Zarn 1999)

d) pavage artificiel sur la rivière Moesa (Jaeggi et Zarn 1999)

e) concept de restauration de la Russian River : lit à trois niveaux (Shields et al. 1999)

f) introduction de graviers sur le Rhin en aval du barrage d'Iffezheim (Kondolf 1997)

1.3.3- Augmentation de la fourniture sédimentaire

Une dernière solution consiste à lutter directement contre le déficit sédimentaire du cours d'eau. On peut augmenter la fourniture sédimentaire en encourageant l'érosion des sources potentielles de sédiments grossiers. Sur le bassin versant de la Drôme, il a par exemple été envisagé de réactiver certains glissements de terrain et de favoriser l'érosion des terrasses alluviales pour alimenter les tronçons incisés en charge de fond (Bravard et al. 1999, Liébault et al. 2001).

Lorsque les dynamiques sont trop faibles pour permettre l'érosion des sources sédimentaires ou lorsque celles-ci sont éloignées ou déconnectées du tronçon incisé, il est encore possible de recharger artificiellement le cours d'eau. Sur le Rhin supérieur en aval du barrage d'Iffezheim, environ 170 000 t.an⁻¹ de sables et graviers sont injectés pour compenser le piégeage de sédiments par les barrages amont (Gallusser et Schenker 1992, Kuhl 1992, d'après Bravard et al. 1999 ; **figure 82f**). Des approches similaires sont réalisées sur l'Ain (Lejot et Piégay 2006, Rollet 2007), le Danube (Gölz 1994) et le Haut-Rhône (Klingeman et al. 1998 d'après Bravard et al. 1999).

2- Préconisations pour la gestion du bassin versant de l'Yzeron

Les recommandations proposées ci-après pour la gestion des perturbations hydro-géomorphologiques sur le bassin versant de l'Yzeron sont organisées en trois parties, chacune correspondant à une échelle d'intervention distincte :

- les versants, qui contrôlent la genèse du ruissellement et donc le régime des crues ;
- les cours d'eau de tête de bassin, c'est-à-dire les affluents d'ordre 1 et 2, qui constituent les tronçons potentiellement impactés par les incisions ;
- les branches principales du réseau hydrographique, c'est-à-dire les cours d'eau d'ordre 3 à 5, qui représentent la plupart des tronçons impactés par l'ensablement.

Ce découpage correspond également à un ordre décroissant dans l'intérêt stratégique des interventions. La gestion des versants permet d'agir directement sur les causes des dysfonctionnements constatés alors que les interventions sur les cours d'eau n'agiront principalement que sur leurs conséquences. Les cours d'eau de tête de bassin constituent une échelle intermédiaire du point de vue de l'efficacité des mesures car celles-ci devraient permettre de limiter l'ensablement des branches principales. Cette échelle d'intervention est également privilégiée dans la mesure où la gestion des versants, qui relève davantage de la planification et de la réglementation de l'occupation des sols, est plus difficile à mettre en œuvre pour les gestionnaires de cours d'eau.

2.1- Première échelle d'intervention : les versants

Nous rappelons dans cette partie la nécessaire prise en compte des eaux de ruissellement dans la planification de l'urbanisation pour limiter les volumes ruisselés ou ralentir leur transfert vers le réseau hydrographique. Nous suggérons également deux études complémentaires à la présente recherche pour préciser l'influence des rejets urbains et le rôle des bassins de rétention.

2.1.1- Pour une meilleure gestion du ruissellement pluvial

Il convient de rappeler l'intérêt des aménagements permettant de favoriser l'infiltration des eaux de pluies ou de retarder le ruissellement. Un certain nombre de techniques sont recensées dans la littérature (cf. § 1.2.1 et 1.2.2). Etant donné les capacités d'infiltration très limitées des sols, les ouvrages les plus adaptés au bassin versant de l'Yzeron sont probablement les bassins de rétention. Ceux-ci peuvent être implantés :

- au niveau des zones de production du ruissellement, c'est-à-dire sur les versants, et plus particulièrement au niveau des secteurs fortement imperméabilisés (rétention à la source) ;
- à l'exutoire des réseaux d'assainissement (rejets d'eaux pluviales et déversoirs d'orage), en amont des cours d'eau récepteurs.

La préservation du corridor riverain et l'implantation de zones tampons, de noues et de bandes enherbées sur les drains élémentaires du réseau hydrographique (cf. § 1.2.3) favorisent également, dans une certaine mesure, le ralentissement du ruissellement.

2.1.2- Pour une meilleure connaissance de l'impact hydrologique des aménagements urbains

a) Evaluer les impacts hydrologiques et morphologiques des rejets d'eaux pluviales et des déversoirs d'orages

Les rejets des réseaux d'assainissement sont à l'origine d'une grande partie des incisions du bassin versant. De manière générale, plus ils sont densément implantés sur un linéaire de cours d'eau, plus la proportion de cours d'eau incisés et les volumes déstockés augmentent (cf. chap. 2-A). Cependant, tous les rejets n'ont pas d'impact significatif sur la morphologie des chenaux. Leur influence dépend en grande partie de l'intensité et de la fréquence des déversements (cf. chap. 3-A). Or nous disposons de très peu d'informations relatives aux déversements. En 2006, seule une vingtaine de rejets étaient pourvus d'un équipement météorologique permettant d'enregistrer les débits sur l'agglomération lyonnaise (Direction de l'Eau du Grand Lyon 2007). Dans le cadre de l'autosurveillance des réseaux imposée par la Loi sur l'Eau (précisée par l'arrêté du 22 décembre 1994 et modifié par celui du 22 juin 2007), les débits des déversoirs d'orage raccordés à plus de 2 000 équivalents habitants ont également été estimés par modélisation (Direction de l'Eau du Grand Lyon 2007) mais ces ouvrages se situent essentiellement sur les branches principales du réseau hydrographique, peu sensibles aux incisions. Il serait donc utile d'étendre ces modélisations à l'ensemble des rejets d'eaux pluviales et des déversoirs d'orage situés sur les affluents d'ordre 1 et 2. Cela permettrait :

- d'une part, d'étudier de manière plus approfondie les liens entre les perturbations hydrologiques et la stabilité des chenaux en précisant :
 - o les facteurs de prédisposition à l'incision des cours d'eau ;
 - o l'influence relative de la fréquence, de la durée et de l'intensité des déversements ;
- d'autre part, de hiérarchiser l'impact des rejets en fonction de leurs apports et de la sensibilité géomorphologique de leur secteur d'implantation (superficie de bassin versant et type de cours d'eau), et donc d'orienter les efforts de gestion (prévention ou correction) vers les rejets les plus impactants.

Par ailleurs, nos résultats montrent que la taille des bassins versants contrôle fortement la sensibilité des cours d'eau aux perturbations hydrologiques (*cf.* chap. 2-A). Plus la superficie de bassin augmente, plus les débits « naturels » (contribution du bassin amont à dominante rurale) sont élevés et l'on peut supposer que cela diminue d'autant les impacts morphologiques des rejets. Le rapport entre le débit déversé et la superficie de bassin versant, pour une pluie donnée, pourrait donc constituer un indicateur standardisé pour évaluer en première approche l'influence des rejets.

b) Evaluer le fonctionnement des ouvrages de stockage des eaux pluviales

Il semblerait qu'une partie des bassins de rétention ne remplissent pas pleinement leur fonction par manque d'entretien ou par défaut de conception (Schmitt 2002, SOCOTEC 2004, Werck 2004). Dans certains cas, les organes de vidange des bassins (vanne de fond ou trop plein) sont directement responsables d'une incision du cours d'eau et/ou de la déstabilisation des berges (Werck 2004). Nous préconisons donc un suivi du bon fonctionnement des bassins de rétention et/ou d'infiltration en crue (remplissage effectif, débit de fuite, vitesse d'infiltration...) pour vérifier leur efficacité réelle et pour remédier aux dysfonctionnements constatés.

Par ailleurs, le débit de fuite qui s'impose aux bassins de rétention dans les zones d'urbanisation future pourrait également être révisé pour garantir le maintien de débits peu érosifs dans les cours d'eau. La règle générale appliquée au Grand Lyon est de 5 l.s^{-1} par hectare de zone aménagée (GRAIE 2009). Si l'on considère une surface aménagée de 50 ha, le débit de fuite correspondant atteint 250 l.s^{-1} , soit un débit approximativement égal à l'estimation minimale du débit critique sur le ruisseau de la Chaudanne (*cf.* chap. 3-A). Sur une grande partie des bassins versants les plus sensibles à l'incision (cours d'eau de types B2, B4 et B5 avec une superficie de bassin nettement inférieure à 4 km^2), l'emprise des surfaces imperméables dépassent largement les 50 ha. Le cumul des déversements des bassins de rétention pourrait donc provoquer de fortes érosions des chenaux.

2.2- Deuxième échelle d'intervention : les affluents de têtes de bassin versant (cours d'eau d'ordre 1 à 2)

Les ruisseaux et fonds de vallée de tête de bassin versant sont souvent déconsidérés du point de vue écologique et des moindres enjeux socio-économiques locaux. Les fortes pentes et les conditions d'accès parfois difficiles rendent également plus complexes les modalités d'intervention. La gestion des affluents de tête de bassin peut donc parfois s'avérer problématique. Néanmoins, ces cours d'eau sont fondamentaux pour la gestion intégrée des bassins versants, notamment vis-à-vis de la régulation des écoulements et du transport solide, car ils contribuent au lien fonctionnel versant-réseau hydrographique. Dans le cas du bassin de l'Yzeron, le phénomène d'ensablement des branches principales est étroitement lié à la fourniture sédimentaire de leurs affluents et aux incisions. Les interventions directes sur les cours d'eau principaux (3^{ème} échelle d'intervention) agiront donc sur les conséquences de ces perturbations et non sur leurs causes. Par ailleurs, la planification de l'occupation des sols n'intègre généralement pas pleinement les problématiques de la ressource en eau, si bien que les versants (1^{ère} échelle d'intervention) ne constituent pas, dans la pratique, un réel terrain d'intervention pour les gestionnaires de cours d'eau. Aussi les affluents de tête de bassin versant constituent une échelle privilégiée pour la gestion des problèmes d'ordre géomorphologique.

2.2.1- Principe général pour la gestion des cours d'eau et fonds de vallée de tête de bassin

Le principe général préconisé pour la gestion des affluents non incisés, et sur lesquels aucun enjeu spécifique n'a été identifié, est celui de la non-intervention contrôlée. Cette démarche est motivée par la faible occupation humaine des fonds de vallée en têtes de bassins, la lutte contre les inondations ainsi que la préservation voire l'amélioration des boisements de fonds de vallée. Les fonds de vallée des sous-affluents de l'Yzeron sont effectivement peu habités et peu fréquentés. Les risques de déstabilisation des ouvrages et structures riveraines, de mise en danger des personnes, et de dévalorisation paysagère sont donc généralement limités. De plus, dans une perspective hydrologique, il est utile d'appliquer le principe de ralentissement dynamique des eaux qui consiste à retenir des volumes maximums d'eau en amont des secteurs vulnérables et à ralentir les vitesses d'écoulement dans les cours d'eau (Chastan et al. 2004). L'objectif est de ralentir la propagation des ondes de crues depuis les sous-affluents jusqu'aux branches principales du réseau hydrographique pour réduire l'aléa inondation dans la partie aval du bassin versant.

Le ralentissement des eaux est notamment favorisé par la production de bois mort et la formation d'embâcles (Gippel 1995). Ces derniers faisant effectivement office d'obstacle aux écoulements, ils favorisent les débordements dans le lit majeur, les infiltrations et la diminution de la vitesse des écoulements. Dans les cours d'eau de tête de bassin, les troncs et la plupart des branches maîtresses sont suffisamment longs pour former des embâcles ou pour entraver le lit du cours d'eau (Gurnell 2003). De cette manière, ils participent à la stabilité du chenal et ne sont quasiment jamais transportés vers l'aval. Ces éléments ligneux de grandes dimensions (troncs, souches, branches maîtresses) favorisent également le piégeage des plus petits débris (petites branches, feuilles) et limitent leur transfert vers l'aval (Abbe et Montgomery 2003), ce qui prévient davantage les problèmes d'accumulation au niveau des ouvrages à risque en aval. L'abondance de bois mort et de débris ligneux permet encore de diversifier les habitats physiques, de limiter les transferts de sédiments et d'augmenter l'abondance et la diversité des espèces aquatiques, notamment piscicoles (Piégay et Maridet 1994). Enfin, ne pas entretenir une ripisylve, c'est laisser s'exprimer une dynamique végétale spontanée. Il résulte de cette dynamique un écosystème forestier caractérisé par une importante biodiversité (Dufour et al. 2003, Piégay et al. 2003). Le bois mort constitue donc de manière générale un élément incontestablement favorable à la biodiversité, à la qualité des habitats aquatiques et riverains, et au ralentissement dynamique des eaux.

Les embâcles et gros débris ligneux peuvent cependant représenter un risque d'obstruction voire de déstabilisation des ouvrages transversaux (ponts, seuils artificiels) et peuvent localement provoquer des érosions de berges ou des débordements. Il est donc préférable dans certaines zones de procéder à leur enlèvement et de prévoir un entretien de la ripisylve en amont. Certains fonds de vallée vulnérables aux inondations ont fait l'objet de prescriptions particulières à cet égard (Grosprêtre et Schmitt 2010). Notons tout de même que l'enlèvement systématique des bois morts est une pratique néfaste issue de leur mauvaise image : les accumulations de bois morts sont familièrement assimilées à de la « saleté » et perçues à tort comme le résultat d'un mauvais entretien (Lelay et al. 2005).

2.2.2- Gestion des rejets d'eaux pluviales et des déversoirs d'orages

De manière générale, **les rejets sont à éviter dans les sous-bassins de moins de 4 km²**, cette superficie constituant un seuil critique au-delà duquel aucune incision n'a été constatée, même

lorsque le taux d'imperméabilisation est important (cf. chap. 2-A). En revanche, rappelons que cela ne signifie pas qu'ils n'ont aucun effet sur la morphologie du cours d'eau. Ils peuvent induire des ajustements plus lents, la morphologie du cours d'eau (granulométrie du lit, pente, profil en travers, rugosité, tracé en plan) s'adaptant aux nouvelles conditions hydrologiques (Navratil et al. 2005, soumis). Ces ajustements peuvent notamment avoir un impact sur la qualité des habitats physiques : formation d'un pavage, uniformisation et simplification des faciès d'écoulement...

Nos résultats ont également montré que certains types géomorphologiques étaient particulièrement sensibles à l'incision (cf. chap. 2-A). Il est donc préférable d'**éviter l'implantation de nouveaux rejets dans les tronçons appartenant aux types B2, B4 et B5**, lorsque la superficie du bassin versant est inférieure à 4 km². Dans une moindre mesure, les tronçons de types A1 et A2, ainsi qu'une partie des affluents de type indéterminé, peuvent également être sensibles à l'incision. Seuls les cours d'eau de type B1 et B3 sont peu sensibles, voire insensibles.

Par ailleurs, en ce qui concerne la qualité biologique des cours d'eau, il est entendu que l'idéal est d'éviter tout rejet dans les cours d'eau. Lorsqu'un rejet est inévitable, il convient de traiter les eaux en amont du rejet (bassin décanteur avec filtres à roseaux...). Mais, que cela soit le cas ou pas, d'autres études (Jezequel 2006, Schmitt et al. 2008, 2009) ont montré qu'il est préférable de **localiser les rejets sur les tronçons présentant la meilleure capacité d'autoépuration, à savoir les types géomorphologiques A1, B1 et B3**.

Dans la pratique, ne pas implanter un rejet sur un tronçon sensible (démarche préventive) ou supprimer un rejet existant (démarche corrective) revient généralement à déplacer celui-ci. Autrement dit, il convient de trouver une autre localisation où le déversement des eaux sera moins préjudiciable en raison d'une plus grande résistance du milieu récepteur. La meilleure solution est donc d'implanter le rejet concerné dans un affluent plus important, dont la surface drainée dépasse largement 4 km², ou sur un tronçon de type B1 ou B3. Lorsque ces dernières recommandations ne sont pas applicables, nous conseillons vivement de réduire son impact en implantant un bassin de rétention pour réguler l'introduction des effluents dans le cours d'eau, et en traitant les eaux en amont du rejet (bassin décanteur avec filtres à roseaux...).

2.2.3- Gestion des tronçons incisés

Nous proposons trois modes de gestion des tronçons incisés, notamment en fonction de l'importance des incisions et des enjeux spécifiques à chaque tronçon :

- non-intervention contrôlée ;
- stabilisation du profil en long ;
- suivi morphologique.

a) Non intervention contrôlée

Le **principe général préconisé pour la gestion des tronçons incisés est la non-intervention contrôlée**. Il s'agit de laisser s'exprimer la dynamique de réajustement morphologique des cours d'eau en surveillant leur évolution de façon à pouvoir intervenir dans le cas où l'érosion du lit et des berges menacerait la stabilité d'un aménagement riverain.

Ce principe est justifié par les trois constats suivants :

- il est plus efficace à long terme d'agir sur les causes des perturbations (c'est-à-dire le traitement du ruissellement et des rejets) que sur leurs conséquences ;
- le traitement systématique des incisions induirait des coûts disproportionnés par rapport à la vulnérabilité des espaces riverains des ruisseaux et aux enjeux écologiques ;
- outre son moindre coût, cette approche permet généralement au lit incisé de s'ajuster librement aux nouvelles conditions d'écoulements pour rétablir une morphologie et des processus posant moins de problèmes de gestion à moyen terme.

Cette préconisation générale s'applique par défaut à l'ensemble des affluents incisés recensés lors de la phase d'inventaire. Certains tronçons incisés ont néanmoins fait l'objet de propositions particulières visant à intervenir sur les rejets responsables de l'incision ou à stabiliser le profil en long (Grosprêtre et Schmitt 2010). Les principes généraux de ces propositions sont décrits dans les deux paragraphes suivants.

b) Stabilisation du profil en long

Certains tronçons incisés peuvent justifier une intervention directe pour éviter la progression de l'incision et ses conséquences sur son environnement immédiat et, plus en aval, sur l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. La décision d'intervenir ou non et les modalités d'intervention dépendent du stade d'évolution de l'incision, des possibilités de stabilisation naturelle du lit, des impacts de l'incision et du coût des opérations. Une grande partie des incisions recensées présentent notamment un stade d'évolution avancé. La restauration du lit exigerait alors une intervention lourde et coûteuse et ne présente généralement qu'un faible intérêt au regard des enjeux locaux. En revanche, dans le cas d'incisions dont le développement est encore limité, et/ou qui pourraient rapidement migrer vers l'amont, des travaux légers et relativement peu coûteux de redressement progressif du profil en long peuvent enrayer efficacement l'érosion régressive.

Principe

Plusieurs types de structure de contrôle de pente sont envisageables (*cf.* § 1.3.1). La solution la plus appropriée dans le contexte des affluents du bassin de l'Yzeron est certainement l'implantation en série de seuils de faible hauteur, de préférence en bois. Nous préconisons un aménagement en plusieurs étapes, dont le principe général est illustré dans la **figure 83**. Le premier seuil doit être implanté à l'extrémité aval du tronçon incisé. Une fois que le lit du tronçon en amont de l'ouvrage s'est exhaussé par dépôts alluviaux successifs, un nouveau seuil peut être implanté un peu plus en amont. L'opération doit être répétée jusqu'au redressement complet du profil en long.

Modalités d'implantation

Les modalités d'implantation des seuils en série (nombre, hauteur de chute et position) dépendent de la pente d'équilibre du lit c'est-à-dire de la pente qui permet le transport des sédiments fournis depuis l'amont sans pertes ni excédents (Watson et Biedenharn 1999). Celle-ci varie en fonction de la quantité et de la taille des sédiments transportés mais il n'existe pas de relation empirique permettant de prédire cette pente de manière satisfaisante.

Nous préconisons d'évaluer la pente d'équilibre directement sur le terrain après stabilisation de la pente en amont du premier seuil (de hauteur H_1) : la nouvelle pente en amont du seuil (I_f) constituera la valeur de référence pour déterminer la hauteur totale des seuils suivants ($H_T - H_1$). Cette méthode implique de suivre régulièrement l'évolution topographique une fois le premier seuil implanté jusqu'à la stabilisation du profil en long (à proximité du seuil car l'incision peut se poursuivre dans la partie amont du tronçon incisé).

La formule suivante permet de calculer la hauteur des ouvrages :

$$H_T = H_i \cdot N = (I_0 - I_f) \cdot L$$

Avec :

- H_T : hauteur de chute totale des seuils (en m) ;
- H_i : hauteur de chute d'un seuil i (en m) ;
- N : nombre de seuils ;
- I_0 : pente initiale du lit (en m.m^{-1}) ;
- I_f : pente d'équilibre du lit (en m.m^{-1}) ;
- L : longueur du tronçon incisé (en m).

Remarques :

- la pente initiale du lit peut être estimée grâce à la pente moyenne des berges, ou encore la pente du lit en aval et en amont du tronçon ;
- les hauteurs calculées correspondent au dénivelé de la ligne d'eau au niveau de chaque seuil (en basses eaux, lorsque ceux-ci ne sont pas noyés), la hauteur « réelle » des ouvrages devant également tenir compte de leur ancrage au fond du lit.

Une fois la hauteur totale des seuils (H_T) calculée, il faut déterminer la hauteur de chaque ouvrage (H_i) et leur nombre (N). Des seuils de 50 cm à 1 m paraissent être un bon compromis pour limiter à la fois le nombre de seuil et l'ampleur de la fosse d'érosion à l'aval immédiat de chaque ouvrage.

La position des seuils constitue alors le dernier paramètre à déterminer. Le premier seuil doit être placé à l'extrémité aval de l'incision. Dans la pratique, cette extrémité est difficile à définir précisément mais il s'agit là uniquement d'une position indicative. En fait, le premier seuil doit surtout ne pas être trop éloigné du point qui a été considéré comme l'extrémité aval lors de la mesure de la longueur du tronçon incisé pour garantir la validité des calculs. Les seuils suivants doivent être implantés de manière à obtenir une pente homogène entre les crêtes de chaque seuil (égale à la pente initiale du lit) pour éviter leur déchaussement par les fosses d'érosion des seuils amont. La distance et le dénivelé entre deux seuils seront donc déterminés au prorata de la hauteur du seuil amont :

- la distance X_i depuis le seuil aval d'un seuil de hauteur H_i est égale à $H_i/H_T \cdot L$;
- le dénivelé entre les sommets de deux seuils est égal à $H_i/H_T \cdot L \cdot I_0$.

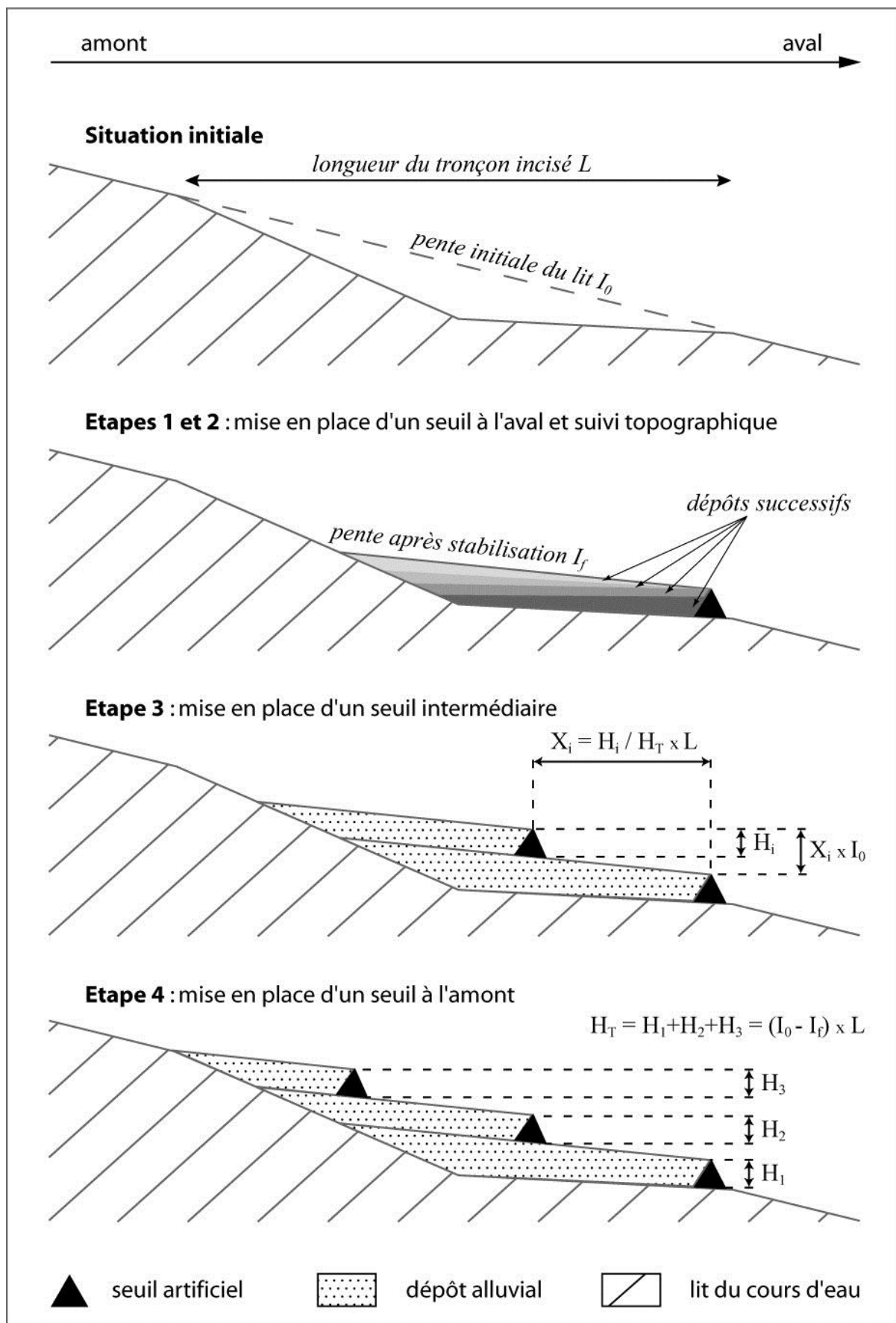


Figure 83 : schéma de principe pour l'aménagement par étapes de seuils artificiels pour stabiliser les tronçons incisés

Contraintes temporelles et variantes

On distingue essentiellement trois grandes étapes dans la méthode proposée : 1) installation d'un premier seuil ; 2) estimation de la pente d'équilibre ; 3) implantation d'une seconde série de seuils en fonction de cette pente. Cette dernière étape peut elle-même se décomposer en plusieurs tranches de travaux, ce qui présente l'avantage de permettre l'exhaussement du lit en amont des seuils, et donc de limiter la taille des seuils suivants. En revanche, dans le cas d'un tronçon relativement long, elle présente l'inconvénient de ne pas modifier immédiatement les conditions hydrauliques dans sa partie amont, et donc de ne pas enrayer totalement le processus d'incision.

L'efficacité de l'aménagement augmente avec la rapidité de sa mise en place. Pour une interruption immédiate de l'incision, il conviendrait de réaliser tous les seuils nécessaires en une seule phase. De plus, la stabilisation de la pente en amont du premier seuil, nécessaire à l'évaluation de la pente d'équilibre, peut être lente (d'autant plus lente que la fourniture sédimentaire amont est faible). Dans la pratique, il n'est donc pas toujours possible de concevoir l'aménagement en fonction d'une pente d'équilibre estimée sur le terrain.

Deux cas de figures particuliers peuvent être envisagés :

- 1^{er} cas de figure : l'incision continue de progresser rapidement (et de déstocker d'importants volumes de matériaux) après l'implantation du premier seuil en aval. D'une part, nous conseillons d'implanter tous les seuils ultérieurs en une étape unique. D'autre part, on peut malheureusement s'attendre à ce que les apports sédimentaires soient nettement amoindris lorsque l'incision cessera. Par conséquent, la nouvelle pente d'équilibre du tronçon pourrait à terme être plus faible que celle qui a été observée dans un premier temps. Il faut tenir compte de ce biais en prévoyant un ancrage important des seuils amont pour éviter leur déchaussement. Par sécurité, on peut notamment caler le niveau de base des seuils en considérant une future pente d'équilibre nulle (voir le 2^{ème} cas de figure ci-dessous) ;
- 2^{ème} cas de figure : les enjeux justifient un aménagement intégral en une seule phase. Le coût de l'opération sera plus élevé car, sans atterrissements préalables, les seuils amont devront être implantés plus bas. De plus, il n'est pas possible d'estimer la pente d'équilibre. Nous conseillons alors de concevoir l'aménagement en considérant une future pente d'équilibre nulle (ou quasi-nulle). La hauteur totale des seuils sera alors égale au dénivelé du tronçon incisé (**figure 84a**), ce qui augmente encore davantage le coût de l'opération mais permet de garantir la stabilité des ouvrages. Du point de vue géomorphologique, un des inconvénients de cette méthode est une forte diminution du transport solide vers les tronçons aval, particulièrement pendant la phase de remplissage des remous solides des seuils. Un second inconvénient est l'exhaussement du lit en amont du tronçon incisé (lié à une pente d'équilibre réelle non nulle ; **figure 84b**).

Limites et suivi nécessaire

Les modalités d'implantation de ces aménagements sont donc difficiles à déterminer *a priori* et reposent essentiellement sur l'évaluation de la pente d'équilibre. C'est pourquoi il est nécessaire d'adapter les caractéristiques techniques de l'aménagement en fonction de l'évolution du profil en long et cela suppose un suivi régulier du tronçon restauré.

De plus, en piégeant la charge solide pendant la durée du redressement, ce type d'aménagement pourrait générer un déficit sédimentaire en aval et donc induire une nouvelle incision. **Ce mode de gestion ne peut donc pas être généralisé et devrait, en tous les cas, être assorti d'un suivi de la morphologie du lit en aval du tronçon aménagé pour enrayer toute éventuelle nouvelle incision.**

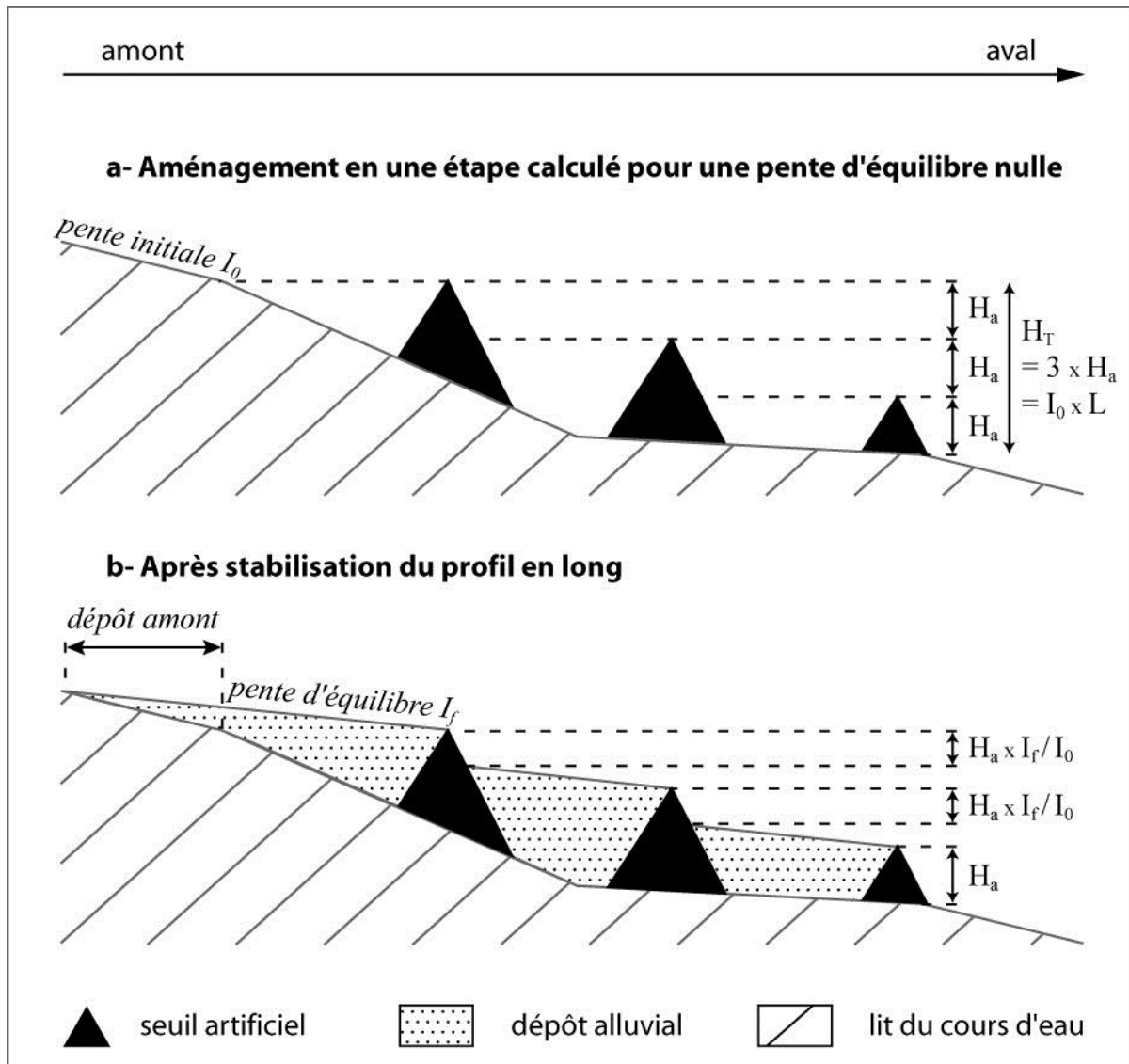


Figure 84 : aménagement des seuils artificiels en une étape pour stabiliser les tronçons incisés

c) Suivi morphologique

Enfin, nous préconisons un suivi morphologique des incisions représentant un risque potentiel de déstabilisation des aménagements riverains, pour permettre une intervention rapide en cas d'amplification significative de leur évolution. On peut distinguer deux niveaux de suivi :

- le premier niveau de suivi correspond à un simple contrôle visuel des aménagements menacés par l'incision. Il se rapporte à certaines incisions qui, compte tenu de leur faible ampleur et de l'apparente stabilité du lit et des berges, ne présentent qu'un faible risque d'affouillement ;

- le second niveau consiste en un suivi morphologique précis et régulier des incisions les plus actives. Le pas de temps pourrait être de 1 à 2 ans. Nous conseillons également de contrôler ces tronçons après les épisodes pluvieux intenses (période de retour de 10 ans et plus) qui peuvent entraîner une progression brutale des incisions. Ce suivi s'attachera à estimer :
 - l'évolution des érosions verticales et latérales (hauteur des berges, largeur à pleins bords, morphologie de détail, état de la ripisylve, embâcles) ;
 - et plus particulièrement l'évolution longitudinale de l'incision (migration amont et/ou aval de l'incision et modifications du profil en long).

2.3- Troisième échelle d'intervention : les branches principales du réseau hydrographique (cours d'eau d'ordre 3 à 5)

Un ensemble de processus d'érosion et de transfert de la charge solide, intervenant à différentes échelles dans le système fluvial, sont susceptibles de favoriser l'ensablement des cours d'eau :

- 1) le ruissellement diffus au niveau des versants sensibles à l'érosion, tels que les parcelles agricoles ou les zones urbaines en construction, qui favorise la production de sédiments fins ;
- 2) la connexion de ces zones de production avec les drains naturels et artificiels du bassin versant (cours d'eau temporaires et permanents, fossés), qui favorise l'introduction des sédiments dans le réseau hydrographique ;
- la formation de rigoles et de ravines au niveau des versants participe également à ces deux derniers processus ;
- 3) l'érosion du lit et des berges des cours d'eau ;
- 4) le transfert des sédiments au sein du réseau hydrographique et leur stockage au niveau des tronçons aval, qui dépendent du régime des crues et des caractéristiques morphologiques et hydrauliques des cours d'eau (pente, largeur, aménagements).

Nos analyses n'ont porté que sur une partie de ces processus (*cf.* chap. 2-B). Il est donc impossible d'identifier de manière précise le ou les principaux facteurs responsables de l'ensablement excessif des branches principales du réseau hydrographique. De plus, il faut souligner l'importance de la nature lithologique du bassin versant de l'Yzeron. Les roches sont majoritairement constituées de gneiss et de granite fortement altérés. La partie nord-est du bassin (secteur de Charbonnières) est notamment caractérisée par une arène granitique épaisse très sensible aux phénomènes d'érosion. La production de sables du bassin versant est donc intrinsèquement importante.

L'étude comparative du transport solide sableux et du déstockage sédimentaire des tronçons incisés montre néanmoins que les incisions amont contribuent fortement à l'ensablement des tronçons aval. La gestion de l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique est donc étroitement liée à la gestion des perturbations hydro-géomorphologiques des cours d'eau de tête de bassin (2^{ème} échelle d'intervention).

L'influence de la pente et des seuils artificiels est également évidente dans les secteurs aval du bassin. La gestion des contraintes naturelles et artificielles imposées au transport solide dans

les branches principales du réseau hydrographique suppose donc une troisième échelle d'intervention. Sur la base de nos résultats (conditions de transport, apports des incisions, inventaire des obstacles au transport solide) et d'informations préexistantes (qualité et potentialité de l'habitat piscicole), nous proposons dans cette partie des moyens correctifs ciblés pour limiter l'ensablement des principaux cours d'eau du bassin.

2.3.1- Démantèlement des seuils artificiels

Les seuils artificiels sont en partie à l'origine de l'ensablement de certains tronçons densément équipés, à l'exemple du ruisseau de Grande Rivière où l'on dénombre 18 seuils sur 2 km. L'ensablement est également assez bien corrélé avec la pente naturelle du lit mineur (cf. chap. 2-B). Il conviendrait donc de **limiter le nombre de seuils dans les secteurs à faible pente**. Les secteurs suivants sont particulièrement concernés par cette recommandation car ils présentent une pente moyenne inférieure à 1% :

- l'Yzeron en aval de sa confluence avec le ruisseau du Chêne ;
- le Charbonnières ;
- les ruisseaux de Grande rivière et du Cerf de Garde ;
- le Ratier aval.

Par ailleurs, la plupart des seuils à vocation piscicole existants (ex. : **figure 44b**) ne rempliraient pas leurs fonctions. En effet, les $\frac{3}{4}$ d'entre eux ne créent pas de mouilles suffisamment profondes en aval pour augmenter la disponibilité des caches piscicoles en période d'étiage (CCEAU 2000). De plus, ils se dégradent rapidement par défaut d'étanchéité (CCEAU 2000). En définitive, ce type de seuils n'est pas approprié aux conditions hydrauliques et géomorphologiques des branches principales du bassin versant de l'Yzeron dans la mesure où ils entraînent systématiquement un ensablement des tronçons de cours d'eau caractérisés par des pentes faibles, alors que les tronçons à forte ou moyenne énergie présentent globalement une qualité d'habitats piscicoles satisfaisante.

2.3.2- Implantation de bassins de dessablement

La correction de l'ensemble ou de la plupart des tronçons de cours d'eau incisés est inenvisageable car elle supposerait des coûts très élevés et probablement disproportionnés vis-à-vis des enjeux socio-économiques et écologiques. De plus, l'apparition de nouvelles incisions durant les prochaines décennies est probable. D'une part, la prévention des incisions liées aux perturbations hydrologiques de l'urbanisation est hypothétique étant donné la forte pression urbaine que subissent les communes du Plateau Lyonnais ainsi que la difficile coordination de la planification de l'occupation des sols, de la gestion des réseaux d'assainissement et de la gestion des cours d'eau. D'autre part, on peut s'attendre au développement spontané d'incisions dans les fonds de vallée des Monts du Lyonnais qui ont connu une importante sédimentation au cours des derniers siècles, du fait de la déprise agricole et de l'augmentation de la couverture végétale (friches et boisements). Pour limiter l'impact des incisions sur l'ensablement des cours d'eau, nous préconisons donc d'**implanter temporairement des bassins de dessablement en quelques points stratégiques du réseau hydrographique**.

Ces structures devront permettre de piéger efficacement une proportion significative des particules sableuses transportées en crue. Elles devront également protéger les secteurs les plus vulnérables à l'ensablement. Pour cela, il convient de calibrer correctement l'ouvrage

vis-à-vis de l'énergie des écoulements et de la charge sableuse en transit (cf. § 2.3.2.a), et d'identifier les secteurs les plus propices à l'implantation de telles structures (cf. § 2.3.2.b).

Cette solution doit être considérée comme temporaire car elle entraîne des coûts d'entretien réguliers et pourrait entraîner certains impacts sur les habitats aquatiques en aval. En particulier, elle présente l'inconvénient de piéger la charge solide grossière. Nous pensons néanmoins que les impacts de l'ouvrage seront minimes par rapport aux bénéfices écologiques. De plus, nous préconisons de trier les sédiments régulièrement extraits de l'ouvrage et de **réinjecter en aval la fraction grossière** (ex. : particules supérieures à 4 mm) pour limiter son impact sur le transport solide grossier. L'implantation d'un bassin de dessablement devra s'accompagner d'un suivi du transport solide, des incisions amont et de l'ensablement des tronçons de cours protégés en aval, pour procéder au démantèlement de l'ouvrage dès que les conditions le permettront.

a) Mise en œuvre

Approche théorique

Une première estimation du ralentissement des écoulements nécessaire pour piéger les particules sableuses peut être établie en fonction des caractéristiques granulométriques de la charge solide et du paramètre adimensionnel de Shields θ (cf. chap. 3-A, § 1.2.1). On considère que le transport en suspension des particules débute lorsque le paramètre adimensionnel de Shields θ est supérieur à 0,25 (Ramette 1981 d'après Degoutte 2006). Rappelons que près des $\frac{3}{4}$ des dépôts « sableux » (73%) correspondent à des particules de diamètre supérieur à 0,5 mm. On peut donc considérer ce diamètre pour définir le dimensionnement des ouvrages de rétention. La force tractrice efficace correspondant à $\theta_c = 0,25$ est alors égale à 2 N.m^{-2} . Dans la mesure où cette valeur constitue un seuil minimal de mise en suspension, un ouvrage conçu selon ce critère pourrait théoriquement piéger une grande partie des sédiments responsables de l'ensablement s'il possède également une profondeur suffisante pour piéger les sables charriés au fond du lit. La largeur et la profondeur des bassins peuvent donc être déterminées à partir de ce critère, en fonction des conditions hydrauliques au droit du site d'implantation, et notamment de la pente du lit et du débit de pleins bords.

Approche empirique

Plusieurs collectivités nous ont fait profiter de leur expérience concernant la conception et la réalisation des bassins de dessablement. Ces structures sont notamment utilisées en Aquitaine pour limiter l'ensablement des cours d'eau et des étangs côtiers (Conseil Général des Landes, Syndicat Mixte pour la sauvegarde et la gestion des étangs landais, Syndicat Intercommunal du Bassin d'Arcachon). Ils sont également utilisés pour piéger la charge solide sableuse de la Moder, une rivière des Vosges gréseuses (Conseil Général du Bas-Rhin).

La méthode de conception est assez semblable d'un ouvrage à l'autre (**figure 85**). La largeur du bassin doit être comprise entre 2 à 3 fois la largeur à pleins bords du lit naturel. Le bassin doit être approfondi pour favoriser la décantation des particules fines (profondeur de 1 à 1,5 m). Un seuil artificiel (préférentiellement en rondins de bois) est systématiquement implanté à l'extrémité amont de l'ouvrage pour prévenir une érosion régressive. Il s'agit généralement d'un seuil de fond, totalement transparent du point de vue hydraulique et qui n'altère pas la circulation piscicole. Il peut parfois dépasser légèrement du fond du lit pour

réguler l'entrée de la charge de fond et ainsi faciliter le tri des sédiments (les particules fines à extraire et les particules grossières à réinjecter en aval de l'ouvrage). Le bassin doit enfin avoir une longueur suffisante pour garantir un piégeage efficace de la charge solide et pour présenter une capacité de stockage appropriée aux volumes en transit. La longueur de l'ouvrage détermine donc sa fréquence d'entretien (extraction des sables), qui est généralement annuelle. L'aménagement d'un site d'extraction et de stockage doit être prévu à la conception de l'ouvrage.

Précisons que les bassins de dessablement n'ont généralement aucun impact sur la franchissabilité piscicole. D'après les retours du Conseil Général des Landes, ils constitueraient au contraire des zones privilégiées particulièrement riches sur un plan biologique.

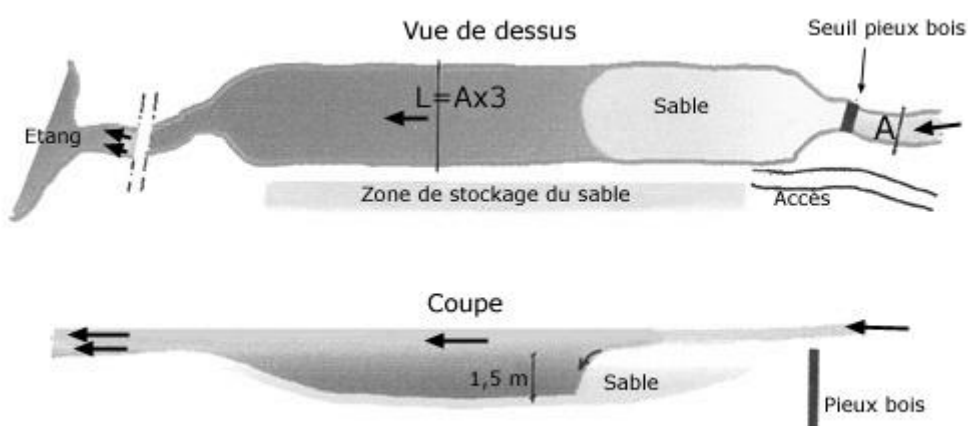


Figure 85 : schéma de principe d'un bassin de dessablement (Syndicat Mixte Géolandes)

b) Localisation des structures

La nécessité d'intervenir sur les problèmes d'ensablement est en premier lieu motivée par l'altération de l'habitat physique : comblement des mouilles, colmatage des frayères, instabilité du substrat, uniformisation de la morphologie du lit mineur. L'identification des secteurs d'intérêt piscicole permet donc de cibler les opérations sur les tronçons les plus vulnérables du point de vue de la ressource piscicole. Les zones de fraie potentielles identifiées lors de l'étude préalable au volet piscicole du projet de contrat de rivière *Yzeron Vif* (GREBE 2000) peuvent notamment être considérées comme des zones prioritaires d'intervention (**figure 86**).

Trois critères ont ainsi été pris en compte pour la localisation de ces structures :

- l'abondance des déstockages sédimentaires en amont ;
- le degré d'ensablement et la qualité des habitats piscicoles des tronçons aval ;
- les possibilités d'implantation sur site ou de réaffectation d'un ouvrage préexistant (ex. : confluent Ratier - Mercier).

Les sites proposés pour une implantation potentielle de bassin de dessablement (**figure 86**) sont les suivants :

- le ruisseau du Poirier en aval de deux affluents incisés ;
- le confluent Ratier - Mercier ;
- le confluent Ribes - Méginant ;
- la rivière Yzeron en amont de sa confluence avec le ruisseau du Dronau.

2.3.3- Gestion locale des atterrissements sableux : favoriser l'auto-curage

Divers aménagements peuvent encore favoriser localement l'auto-curage des chenaux. Nous proposons trois types d'interventions qui consistent, à des niveaux variables, à modifier la géométrie hydraulique du lit en conditions de basses eaux.

a) Implantation de déflecteurs

Pour favoriser la remobilisation des dépôts sableux et/ou limiter les atterrissements, des déflecteurs (ou épis) peuvent être installés sur certains tronçons ensablés. Ces structures permettent de canaliser les écoulements sur une largeur plus étroite du lit mineur, ce qui a pour effet d'accélérer le courant et donc de favoriser un auto-curage du cours d'eau. En augmentant la profondeur de la lame d'eau à l'étiage, elles contribuent également à limiter le réchauffement des eaux. Ces structures peuvent être positionnées selon deux modèles :

- implantation **en vis-à-vis** : les déflecteurs sont implantés sur les deux berges et se font face pour diriger les écoulements au centre du lit mineur (**figure 87a**) ;
- implantation **unilatérale** : les déflecteurs sont implantés sur une seule berge (**figure 87b**), ce qui peut être avantageux lorsque la largeur initiale du lit est faible ou lorsqu'il est souhaitable de préserver d'éventuels habitats piscicoles au niveau de la berge opposée.

En revanche, **il ne faut en aucun cas implanter les structures de manière alternée (figure 87c)**. Ce dernier cas de figure existe déjà sur le ruisseau de Grande Rivière, au niveau du parc de Lacroix-Laval, où il favorise nettement l'ensablement du lit. En effet, ce type d'implantation a pour conséquence d'augmenter la sinuosité du lit, ce qui diminue la pente et donc l'énergie des écoulements. Ce mode d'implantation n'a pas pour but de favoriser l'auto-curage. Il est conçu pour diversifier les écoulements dans un cours d'eau rectiligne et est réservé aux tronçons présentant une énergie largement suffisante pour permettre le transport de la charge sableuse.

b) Construction de banquettes latérales

Les banquettes latérales constituent une solution intermédiaire entre la technique des épis et le remodelage du profil en travers (paragraphe suivant). Il s'agit de berges basses de 20 à 40 cm de hauteur, situées au pied des berges naturelles. Contrairement aux épis, les banquettes ont une emprise continue sur un tronçon de cours d'eau. Elles forment donc un chenal d'étiage emboîté dans le lit mineur qui concentre les écoulements pour les faibles débits. Les banquettes latérales sont généralement végétalisées pour améliorer leur résistance à l'érosion, mais le type de végétaux doit être adapté aux conditions d'écoulement en crue. Il convient notamment d'éviter le ralentissement des écoulements par les végétaux au droit des zones inondables.

Cours d'eau d'ordre 1 et 2

- tronçon non incisé
- tronçon incisé
- plan d'eau

Cours d'eau d'ordre 3 à 5

en % de faciès lentiques ensablés

- 0 - 20%
- 20 - 40%
- 40 - 70%
- 70 - 100%
- plat sableux
- chenal artificiel ou canalisation souterraine

Enjeu piscicole

- zone de fraie potentielle (source : GREBE 2000)

Propositions

- implantation de bassin de dessablement
- suivi du taux de comblement des faciès lentiques

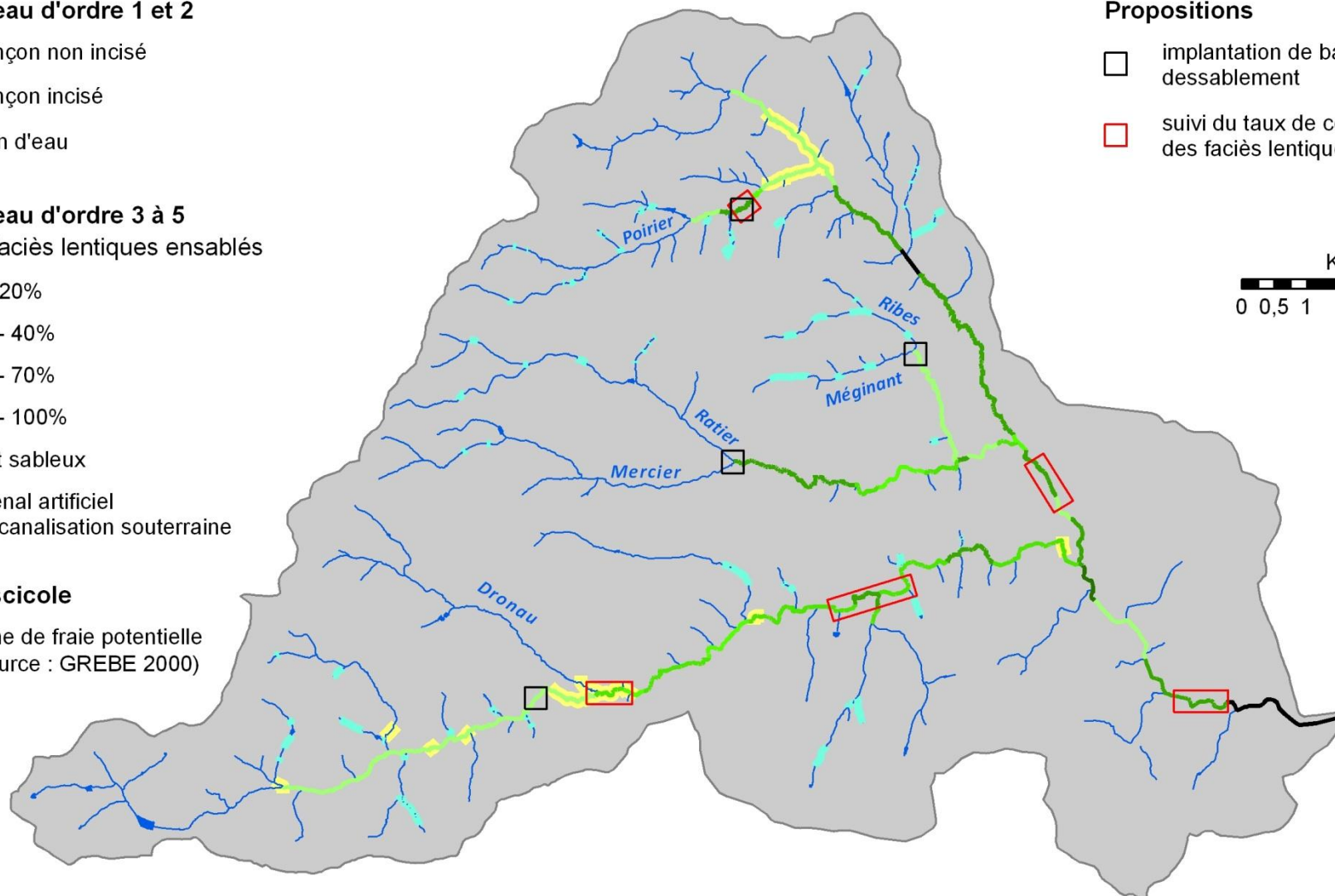
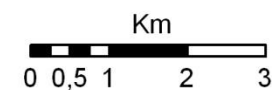


Figure 86 : sites proposés pour l'implantation de bassins de dessablement et pour le suivi du taux de comblement des faciès lentiques

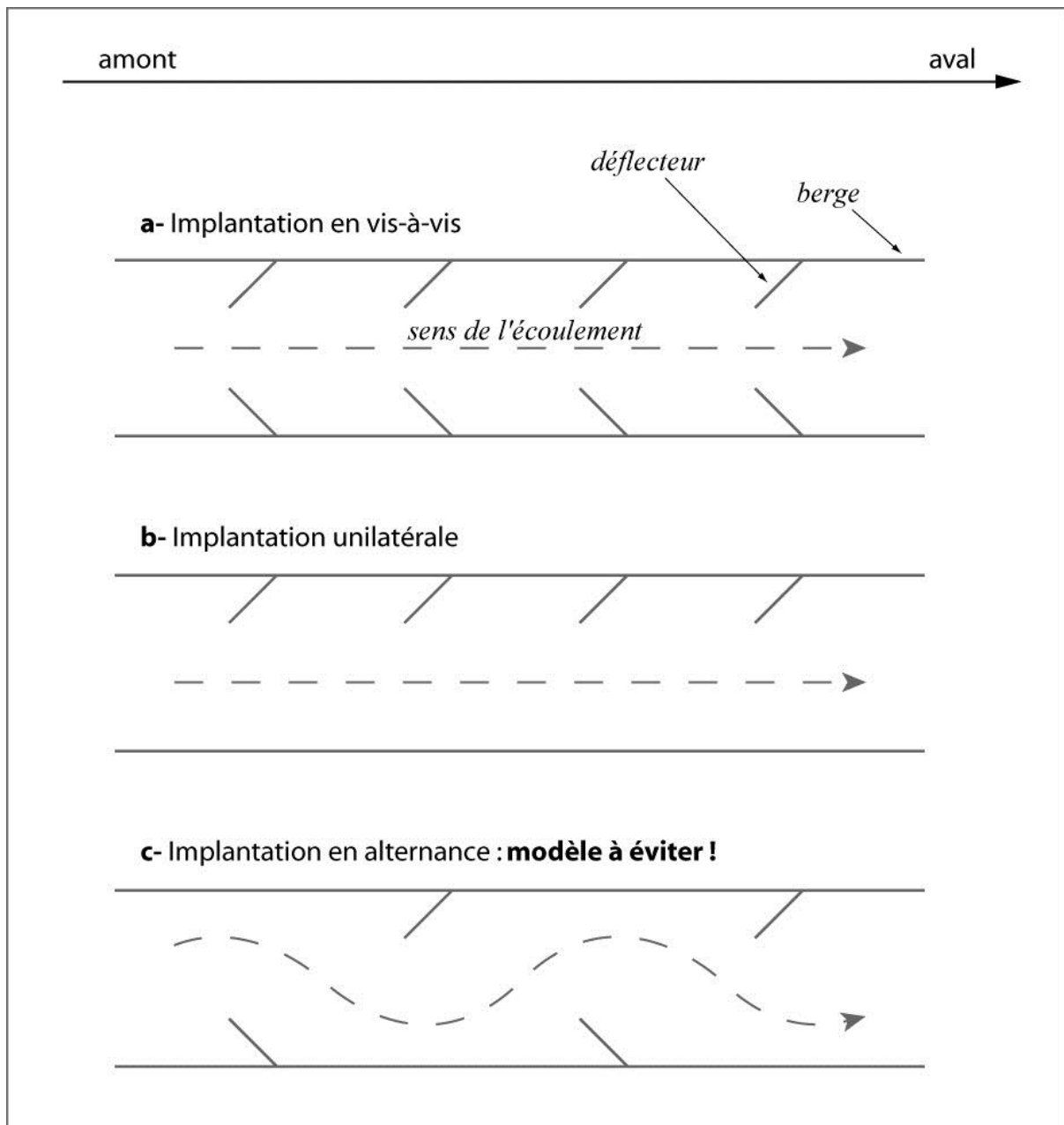


Figure 87 : trois modes d'implantation des déflecteurs

c) Limitation des dépôts de sables dans les tronçons restaurés pour des raisons hydrauliques

Une dernière solution consiste à remodeler le profil en travers du tronçon ensablé pour établir un profil à deux niveaux constitué :

- d'un premier chenal dont la capacité doit permettre de contenir les écoulements en crue ;
- et d'un second chenal de faible capacité, emboîté dans le précédent, permettant de limiter la largeur du lit mineur occupée par les basses eaux.

Le chenal inférieur remplit donc les mêmes fonctions que les déflecteurs : accélérer le courant pour limiter les atterrissements sableux.

Cette solution implique d'importants travaux de restauration, d'où un coût élevé et un impact temporaire sur les habitats aquatiques durant la phase de travaux. Dans la pratique, **ce procédé n'est envisageable que si les travaux de restauration sont déjà prévus** pour raison hydraulique. Le cas échéant, nous recommandons alors d'intégrer la problématique des atterrissements sableux à la conception du projet en prévoyant un chenal de basses eaux adapté au transport solide sableux (faible sinuosité et faible largeur).

2.3.4- Préservation de la dynamique latérale

L'équilibre dynamique des cours d'eau s'exprime notamment par les divagations latérales du lit qui participent à la recharge sédimentaire et à l'auto-entretien des habitats aquatiques. A cet effet, le concept d'espace de mobilité et les textes réglementaires et législatifs qui en découlent (ex. : SDAGE, SAGE, loi Risque 2003...) visent à préserver ou à restaurer la dynamique latérale des cours d'eau.

Dans leur ensemble, les corridors fluviaux du bassin versant de l'Yzeron sont préservés de toute installation humaine, si bien que les zones riveraines vulnérables aux érosions ainsi que les protections de berges sont globalement rares. Néanmoins, nous avons constaté un certain nombre de protections de berges, visiblement implantées peu de temps après le début de leur érosion afin de limiter l'introduction des sédiments fins (sables et limons) qui constituent la majeure partie des berges. Pourtant les érosions de berges représentent également une des principales sources de sédiments grossiers (**figure 88a**) et, contrairement à ce que laisse penser la forte teneur en sables et limons des berges, elles sont probablement favorables à la diversité de la granulométrie du lit et des faciès d'écoulement. Nos traçages par fluorescence ont effectivement montré que les distances de transport annuelles des particules fines (0,5 à 4 mm) sont de l'ordre de 1 000 à 2 000 m.an⁻¹ alors que celles des particules grossières, évaluées par le suivi d'une centaine de galets (37 à 171 mm) équipés de transpondeurs électroniques (*Passive Integrated Transponder* ou PIT ; **figure 88b**) sont d'environ 4 m.an⁻¹. Si le rapport des quantités de sédiments fins sur celles des sédiments grossiers fournies par les érosions de berge est généralement de l'ordre de 10 à 50, le temps de séjour des particules grossières est approximativement 250 à 500 fois plus élevé.

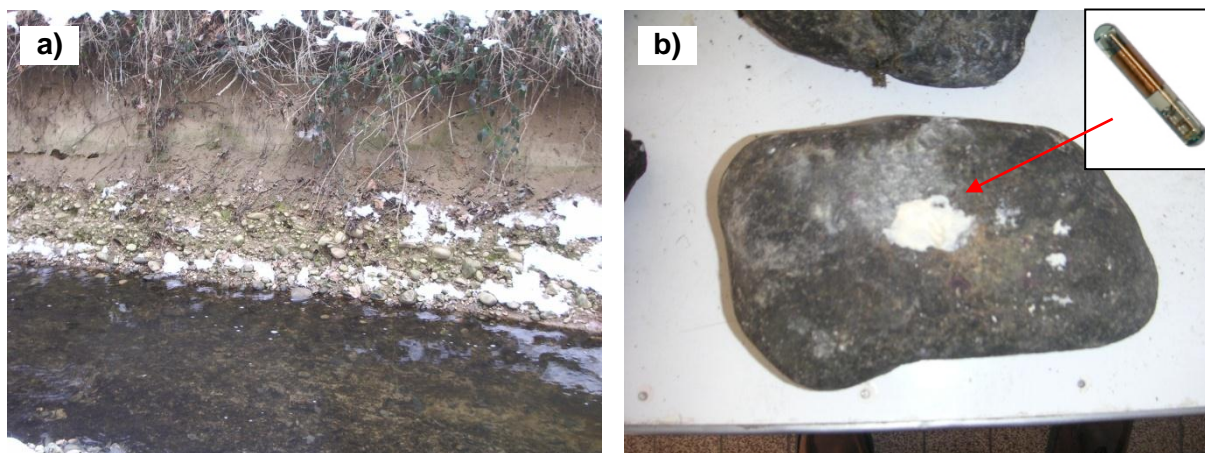


Figure 88 : présence de matériaux grossiers dans la couche inférieure d'une berge érodée (a) et transpondeurs électroniques (PIT) utilisés pour suivre le transport de la charge de fond grossière (b)

Nous recommandons donc de laisser les érosions de berges se développer librement car, à l'exception de quelques berges totalement dépourvues de galets et graviers, celles-ci fournissent une charge grossière rare dont les faibles proportions par rapport aux sédiments fins sont largement compensées par leur temps de séjour.

2.3.5- Suivi de l'ensablement

a) Méthode

Pour suivre l'évolution de l'ensablement des cours d'eau, nous proposons de mesurer de manière répétée le taux de comblement des faciès lenticques (défini plus loin), plutôt que d'utiliser la méthode appliquée lors de l'inventaire des tronçons ensablés (*cf.* chap. 2-B, § 1.1). Pour rappel, cette dernière méthode repose sur une identification visuelle des linéaires recouverts en grande partie (environ plus de 80% de la surface du lit) par une couche de sédiments fins, essentiellement constituée de sables. Elle permet donc de rendre compte de la distribution des dépôts sableux en excès vis-à-vis de la qualité des habitats physiques, du point de vue de la variabilité granulométrique de la surface du lit. Elle est également relativement rapide, ce qui nous a permis de l'appliquer sur la totalité des cours d'eau d'ordre 3 à 5 (42 km). En revanche, la détermination de l'état ensablé ou non ensablé est subjective. Les résultats pourraient donc varier d'un opérateur à un autre, ce qui conduirait à une mauvaise évaluation de l'évolution du degré d'ensablement du lit.

La méthode de suivi que nous proposons s'inspire des travaux de Lisle et Hilton (1992, 1999) et de Hilton et Lisle (1993). Hilton et Lisle (1993) présentent un mode opératoire précis pour évaluer la proportion du volume d'une unité morphodynamique du lit de type lenticque (généralement une mouille) occupée par les dépôts de sédiments fins, que l'on désignera sous le terme de taux de comblement. Leur méthode s'appuie sur un levé minutieux réalisé en basses eaux (**figure 89**). En chaque point du levé, sont mesurées la profondeur du sommet des dépôts de sédiments fins et la profondeur du fond du lit constitué de sédiments grossiers imbriqués (*bed armor layer*). La différence entre ces deux mesures représente l'épaisseur de sédiments fins. Les mesures peuvent être effectuées à l'aide d'une tige métallique graduée. L'interface entre les sédiments fins et le fond du lit est alors facilement repérable : la résistance à l'enfoncement de la tige augmente très fortement. Hilton et Lisle (1993) recommandent d'effectuer les mesures au niveau de 4 à 10 transects perpendiculaires au sens de l'écoulement, espacés régulièrement le long de l'unité morphodynamique étudiée, et d'effectuer 7 à 16 mesures de profondeur espacées régulièrement le long de chaque transect. Le levé doit ainsi constituer un maillage régulier de la surface du lit étudiée, en adaptant le nombre et la distance des points de mesure en fonction de la superficie à couvrir et de la complexité morphologique du lit. Il est notamment recommandé d'augmenter la densité des points au niveau des zones les plus hétérogènes. Après traitement des données, le taux de comblement est calculé en rapportant le volume des sédiments fins au volume total de la mouille (volume occupé par l'eau et les sédiments fins, auquel on soustrait le volume d'eau situé au-dessus de l'altitude moyenne de la crête du faciès lotique en aval).

La méthode de Hilton et Lisle (1993) est relativement complexe à mettre en œuvre. Les levés de terrain nécessitent l'intervention d'au moins deux opérateurs pendant près d'une heure sur un cours d'eau tel que l'Yzeron. Le traitement des données, qui consiste à calculer les volumes respectivement occupés par l'eau et par les sédiments fins, doit être effectué selon une méthode relativement sophistiquée incluant six étapes de calculs que nous ne détaillerons pas.

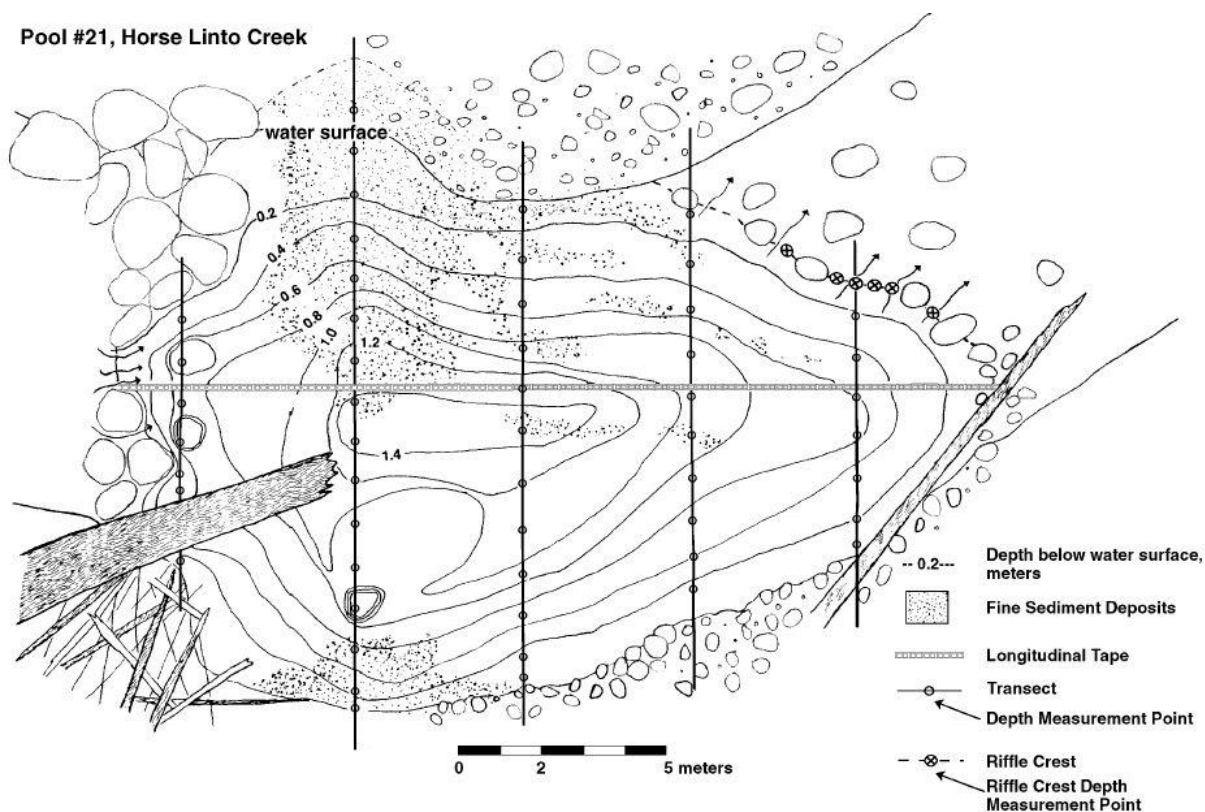


Figure 89 : organisation de la mesure des profondeurs pour le calcul du taux de comblement sur une mouille montrant la localisation des transects et des points de mesures (Hilton et Lisle 1993)

Nous proposons une méthode simplifiée qui consiste à mesurer les profondeurs des sédiments fins et du fond grossier sur une trentaine de points répartis de manière relativement régulière sur la surface occupée par le faciès lentique étudié, sans mettre en place de transect. Le taux de comblement peut ensuite être déterminé simplement en calculant la valeur moyenne du rapport entre l'épaisseur de sédiments fins et la profondeur totale (somme de l'épaisseur de sédiments fins et du tirant d'eau). Nous avons comparé les résultats obtenus par les deux méthodes sur dix unités morphodynamiques (ou faciès d'écoulement). Dans la plupart des cas, l'écart entre les taux de comblement mesurés est inférieur à 10% (**tableau 33**). Etant donné le gain de temps considérable obtenu par la méthode simplifiée, ces différences semblent acceptables.

Selon Lisle et Hilton (1992, 1999), le taux de comblement moyen des faciès lenticques sur un tronçon de cours d'eau constitue un indicateur de la fourniture sédimentaire amont. L'augmentation du taux de comblement révèle soit une augmentation de la proportion de sédiments fins dans la charge solide en transit, soit une augmentation de la charge solide (sans modification de sa distribution granulométrique). Contrairement à la méthode utilisée dans le cadre de l'inventaire des tronçons ensablés, le suivi du taux de comblement des faciès lenticques permet donc d'évaluer de manière objective l'évolution des dynamiques géomorphologiques des tronçons.

Faciès d'écoulement *	Taux de comblement		Ecart (%)
	Méthode 1 (Hilton et Lisle 1993)	Méthode 2 (version simplifiée)	
plat lentique	0,25	0,23	8,0
plat lentique	0,31	0,34	9,7
plat lentique	0,47	0,45	4,3
plat lentique	0,58	0,58	0,2
mouille	0,32	0,35	9,4
mouille	0,44	0,45	2,3
mouille	0,83	0,84	1,2
plat courant	0,13	0,16	18,1
plat courant	0,58	0,55	5,2
plat courant	0,78	0,72	7,7

* déterminé d'après la méthode à Malavoi et Souchon (2002)

Tableau 33 : comparaison des taux de comblement obtenus à partir de la méthode de Hilton et Lisle (1993) et de la méthode simplifiée

En revanche, dans le cadre d'un suivi, plusieurs sources d'erreur peuvent potentiellement altérer la comparaison des taux de comblement entre deux campagnes de mesures :

- les taux de comblement varient en fonction des caractéristiques morphologiques des faciès étudiés. Il convient donc de suivre les mêmes unités, que l'on peut repérer lors du levé initial à l'aide de levés GPS et de repères visuels (ex. : piquet en berge). Un certain nombre d'informations facilitent également leur localisation ultérieure (photographies, description morphologique) ;
- la détermination des limites spatiales de l'unité morphodynamique étudiée (extrémités amont et aval) peut constituer une source d'erreur relativement importante lors de la comparaison des résultats de deux campagnes de mesures. Il est donc préférable de sélectionner des faciès facilement repérables sur le terrain ;
- l'évolution de la morphologie d'une unité morphodynamique peut modifier sa capacité de piégeage des sédiments fins. Il est donc nécessaire de suivre un nombre relativement important de faciès lenticles pour évaluer le taux de comblement moyen sur un tronçon. Nous préconisons de déterminer, sur chaque tronçon suivi, le taux de comblement d'une dizaine de faciès lenticles ;
- idéalement, la comparaison des résultats de deux campagnes de mesure devrait être effectuée à débit égal car les résultats dépendent du niveau d'eau. Une solution alternative consiste à calculer le taux de comblement des faciès étudiés en fonction des mesures initiales de hauteur d'eau (1^{ère} campagne de mesure). Dans ce cas, les taux de comblement peuvent être comparés en calculant le rapport entre l'épaisseur moyenne des dépôts sur la hauteur d'eau moyenne initiale (et non la moyenne des rapports).

b) Mise en œuvre

Le suivi pourrait concerner une sélection de cinq à dix tronçons relativement courts, de l'ordre de 500 m. Une première sélection de cinq tronçons, sur lesquels a été effectué une série de mesures (été 2009), est proposée (**figure 86**). Il convient de la compléter judicieusement de manière à évaluer l'évolution globale de l'ensablement des branches principales du réseau hydrographique. Les tronçons complémentaires pourront donc être répartis sur les autres cours d'eau principaux (ex. : Ratier, Charbonnières amont), tout en tenant compte de la localisation des mesures mises en œuvre pour diminuer l'ensablement. En particulier, il nous paraît important de suivre l'évolution des tronçons en aval des bassins de dessablement ou de toute autre mesure visant à réduire la fourniture sédimentaire depuis les tronçons incisés (ex. : stabilisation des tronçons incisés).

CONCLUSION GENERALE

Le bassin de l'Yzeron offre un bon exemple des pressions anthropiques sur la morphodynamique des petits systèmes fluviaux périurbains s'additionnant dans le temps et dans l'espace. Le développement des cultures lors des derniers siècles a favorisé l'érosion des sols et le remplissage sédimentaire des fonds de vallée de tête de bassin. Le déclin relativement récent des terres cultivées entraîne un déstockage sédimentaire qui, dans les Monts du Lyonnais, peut se manifester par des incisions modérées évoluant généralement de manière régressive. Sur le Plateau Lyonnais, l'urbanisation augmente l'intensité et la fréquence des crues, ce qui se traduit par des incisions nettement plus importantes dans les dimensions verticale, transversale et longitudinale. Par ailleurs, celles-ci évoluent généralement de manière progressive, en aval des points de déversement des drains artificiels (routes et réseaux d'assainissement). L'ampleur de certaines incisions, comme par exemple celle du ruisseau de la Chaudanne, est vraisemblablement liée à l'effet cumulé de ces deux types de perturbations qui interviennent à des échelles de temps différentes. Par ailleurs, le déstockage de sédiments fins des tronçons incisés augmentent sensiblement la fourniture sédimentaire vers les branches principales du réseau hydrographique, contribuant ainsi à leur ensablement. Ce dernier est encore accru par la présence de nombreux obstacles au transport solide (seuils artificiels...).

Ces perturbations ont néanmoins des impacts variables sur la morphologie des cours d'eau. La taille du bassin versant et la morphologie des fonds de vallée sont les principaux contrôles naturels de la réponse des cours d'eau identifiés sur le bassin de l'Yzeron. En effet, aucune incision n'a été observée au-delà d'une taille de bassin de 4 km², et la plupart d'entre elles se situent sur des bassins de moins de 2 km². En tête de bassin, les fonds de vallée sont plus propices au remplissage sédimentaire du fait des faibles débits. Par conséquent, ils sont davantage prédisposés aux incisions suite à une diminution de la fourniture sédimentaire. Ils sont également plus sensibles aux perturbations hydrologiques engendrées par l'imperméabilisation ou par l'implantation de drains artificiels dans la mesure où les écoulements subsurfaciques représentent une part plus importante des écoulements totaux à l'état « naturel » (Konrad et al. 2005). Pour ce qui est de l'influence de la morphologie des fonds de vallée, essentiellement intégrée dans le présent travail par une typologie hydrogéomorphologique établie par ailleurs (Schmitt et al. 2004, Schmitt et al. 2007b), nos résultats montrent que ce facteur contrôle fortement la dynamique des chenaux, notamment leur capacité de stockage sédimentaire et d'érosion verticale. La typologie permet ainsi d'identifier les tronçons sensibles à l'incision. A une échelle plus fine, les variations locales de la pente et de la largeur des fonds de vallée expliquent également la distribution spatiale des incisions, notamment au sein des cours d'eau de type A1 (torrents des Monts du Lyonnais).

Sur le Plateau Lyonnais, aucune incision n'a également été observée sur les bassins versants dont le taux d'imperméabilisation est inférieur à 10%, ce qui rejoint les travaux menés dans d'autres bassins (Schueler 1995 d'après Doll et al. 2002, Booth et Jackson 1997, Bledsoe et al. 2001a, Coleman et al. 2005). Ce seuil peut être utile pour évaluer en première approche le risque d'incision des cours d'eau dont le bassin est en cours d'urbanisation. Il n'est pourtant pas universel car les réponses des cours d'eau dépendent également des modalités de l'urbanisation (localisation des surfaces imperméables dans le bassin versant, type et densité des réseaux d'assainissement, présence de structures de rétentions des eaux de ruissellement...), qui contrôlent la nature et l'intensité des perturbations, et de la sensibilité des systèmes fluviaux à ce type de perturbation (voir ci-dessus). Cela justifie la recherche et la mise en œuvre de modes de développement alternatifs des zones urbaines et de leurs systèmes d'assainissement (ex. : chaussées réservoirs...). L'étude du ruisseau de la Chaudanne a notamment montré l'influence des déversoirs d'orage sur le régime des crues et les débits de mise en mouvement des particules grossières (Q_c) du lit (augmentation de la fréquence des Q_c et de l'intensité de dépassement des Q_c). Les spécificités techniques des réseaux d'assainissement (dimensionnement, maillage, conception des organes de déversement...) sont néanmoins susceptibles d'exercer un contrôle significatif sur l'hydrodynamique, ce qui rend délicate toute généralisation de nos résultats.

En outre, nous avons formulé diverses recommandations opérationnelles, relatives à différentes échelles spatiales d'intervention, pour la gestion des perturbations hydrologiques liées à l'urbanisation : ralentissement et/ou stockage temporaire des flux hydriques à l'échelle du bassin versant, principes de non-intervention contrôlée de incisions, mesures de contrôle et de rétablissement du profil en long d'un tronçon incisé dans le cas d'enjeux locaux, mesures locales visant à réduire l'ensablement, etc.

En termes de perspectives, il est possible d'associer une approche prospective pour prédire l'évolution de l'occupation du sol et une approche hydrogéomorphologique pour évaluer les conséquences sur le régime des crues et sur la stabilité des chenaux. Une telle démarche a été amorcée sur le bassin versant de l'Yzeron dans le cadre du programme ANR-AVuPUR 2007. Elle devrait aboutir à court terme à une évaluation du risque d'incision en 2030 sur une quarantaine de cours d'eau de tête de bassin. De manière plus générale, la gestion des rejets urbains par temps de pluie (RUTP) nécessite d'approfondir les liens entre les perturbations hydrologiques et le transport solide pour identifier précisément les processus à l'origine des incisions et leurs implications sur les conditions de rétablissement d'un nouvel équilibre des chenaux. Il nous semble donc opportun d'élargir le type d'approche mis en œuvre dans cette thèse à différents contextes géologiques, climatiques et anthropiques. Il conviendrait notamment d'étudier des systèmes historiquement moins affectés par l'agriculture et dans des bassins dont les réseaux d'assainissement diffèrent. Nos résultats se sont également confrontés à certains problèmes méthodologiques (estimation des Q_c) et il conviendrait de développer des méthodes plus fines d'évaluation de l'impact hydrologique de l'urbanisation.

NOTATIONS

A	: paramètre de mobilité (<i>mobility factor</i> de Shvidchenko et al. 2001)
B	: indice de bimodalité de Wilcock (1993)
C_k	: concentration en traceurs d'un échantillon k
d	: axe b des particules d'un lit à granulométrie uniforme
d_i	: axe b d'une particule i d'un lit à granulométrie étendue
d^*	: diamètre sédimentologique ou diamètre adimensionnel
D_g	: mode granulométrique grossier
D_f	: mode granulométrique fin
E_r	: taux d'agrandissement (<i>Enlargement Ratio</i>)
f	: coefficient de friction de Darcy-Weisbach
g	: accélération gravitationnelle
h	: hauteur d'eau
H	: hauteur de chute d'un seuil
i	: centile d'une distribution
I	: pente
I'	: composante de la pente associée à l'énergie utilisée pour le transport et la mise en mouvement des particules du lit
l	: largeur du lit
L	: longueur de tronçon
n	: coefficient de rugosité de Manning
n'	: rugosité des grains (coefficient de Manning associé à la rugosité des particules du lit)
p	: porosité
P_i	: pourcentage massique
q	: débit unitaire
q_c	: débit unitaire critique global du lit
q_{ci}	: débit unitaire critique d'une particule i
Q	: débit liquide
Q_s	: débit solide
Q_c	: débit critique global du lit
Q_{ci}	: débit critique d'une particule i
Q_p	: débit de pointe
R	: rayon hydraulique
R'	: composante du rayon hydraulique associée à la résistance des particules du lit
Re^*	: nombre de Reynolds particulaire
S_{bv}	: superficie de bassin versant
S_m	: section à pleins bords

S_s	: section solide ou volume unitaire solide
S_a	: section active du lit
S_d	: section remblayée
S_e	: section érodée
t_s	: durée du transport solide
u	: vitesse des écoulements
u^*	: vitesse de frottement à proximité du fond du lit
u_s	: vitesse de transport de la charge solide
V_e	: volume érodé
\bar{x}	: moyenne arithmétique
X_s	: distance de transport des particules
X_k	: distance au point d'injection des traceurs d'un échantillon k
β	: angle du fond du chenal avec l'horizontale
θ	: contrainte adimensionnelle (paramètre de Shields)
θ_{ci}	: contrainte adimensionnelle critique d'une particule i
ϑ	: viscosité cinématique de l'eau
ρ	: masse volumique de l'eau
ρ_s	: masse volumique des particules
σ	: écart-type
τ	: force tractrice exercée sur le lit
τ^*	: force tractrice à proximité du lit (évaluée à partir de u^*)
τ_c	: force tractrice critique globale du lit
τ_{ci}	: force tractrice critique d'une particule i
τ'	: force tractrice efficace (<i>grain shear stress</i>)
τ''	: force tractrice dissipée par les formes de résistance du lit (<i>bedform shear stress</i>)
ω	: puissance spécifique
ω_c	: puissance spécifique critique globale du lit
ω_{ci}	: puissance spécifique critique d'une particule i
ω_{ci}^*	: constante critique adimensionnelle de Parker et al. (2010) appliquée à une particule i

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : exemples de tronçons incisés ou ensablés	18
Figure 2 : évolution des débits de pointe des crues en fonction du pourcentage de surfaces drainées par un réseau d'assainissement et du pourcentage de surfaces imperméables (Leopold 1968)	27
Figure 3 : séquence schématique de la production sédimentaire des bassins versants et de la dynamique morphologique des cours d'eau en fonction de l'évolution de l'occupation du sol (Wolman 1967, modifié d'après Downs et Gregory 2004)	29
Figure 4 : évolution de la production sédimentaire du bassin versant de Jerrabomberra Creek (Australie) avec l'implantation des colons européens et le développement des pâturages (Wasson et al. 1998b).....	30
Figure 5 : balance de Lane (1955, modifié d'après Watson et Biedenharn 1999)	33
Figure 6 : phases principales d'ajustement des cours d'eau urbains et temps de réponse (Chin 2006)	45
Figure 7 : localisation du bassin versant de l'Yzeron et des stations hydrométriques	51
Figure 8 : contexte morphostructural et typologie hydrogéomorphologique des cours d'eau du bassin versant de l'Yzeron	54
Figure 9 : évolution de la population des communes du bassin versant entre 1936 et 2008.....	58
Figure 10 : occupation du sol en 2008.....	59
Figure 11 : chronique des débits instantanés à la station hydrométrique de Craponne de 1969 à 1999 (49 km ² ; Radojevic et al. 2002).....	61
Figure 12 : modèle d'évolution des chenaux incisés en réponse à la chenalisation d'un tronçon de cours d'eau (Simon et Hupp 1986 d'après Simon et Rinaldi 2006).....	69
Figure 13 : exemples d'indicateurs visuels utilisés pour la détermination des tronçons incisés	73
Figure 14 : évolution de la profondeur à pleins bords (a) et de la section à pleins bords (b) avec la superficie du bassin versant.....	75
Figure 15 : prélèvement d'une carotte dendrochronologique à l'aide d'une tarière à bois	77
Figure 16 : modèles de croissance établis sur les échantillons témoins d'aulnes glutineux (a) et de frênes communs (b)	78
Figure 17 : méthode de segmentation du réseau hydrographique pour les statistiques	80
Figure 18 : distribution spatiale des tronçons de cours d'eau incisés.....	84
Figure 19 : caractéristiques moyennes des incisions en fonction de leur localisation.....	85
Figure 20 : écarts au modèle de croissance des arbres carottés sur le ruisseau de la Chaudanne.....	86
Figure 21 : réactions dendrochronologiques des arbres riverains des tronçons incisés.....	87
Figure 22 : résultats de l'ACP normée sur les variables indépendantes.....	90
Figure 23 : proportion du linéaire de cours d'eau incisé et volumes unitaires déstockés par type de cours d'eau	91
Figure 24 : cours d'eau insensibles à l'érosion verticale et éléments stabilisants le lit des chenaux	93
Figure 25 : le ruisseau de la Chaudanne (Plateau Lyonnais) – impacts d'un déversoir d'orage sur les chenaux de type B2	94

Figure 26 : distribution des variables relatives à l'urbanisation en fonction du volume unitaire déstocké.....	96
Figure 27 : distribution des taux de boisements des bassins versants en fonction du volume unitaire déstocké.....	97
Figure 28 : distribution des superficies de bassin versant des tronçons incisés et non incisés.....	98
Figure 29 : évolution du taux d'imperméabilisation avec la superficie des bassins versant (tous types de cours d'eau confondus).....	98
Figure 30 : le ruisseau de Ribes en amont de sa confluence avec le Méginant (Plateau Lyonnais) – diversité des drains artificiels qui modifient la circulation naturelle des écoulements au sein du bassin versant	101
Figure 31 : le ruisseau de Larny (Monts du Lyonnais) – impacts d'une piste forestière sur les chenaux de type A1	102
Figure 32 : évolution de la longueur des incisions en fonction de la longueur des drains artificiels (route, piste, réseau d'eaux pluviales) et de la pente du fond de vallée	104
Figure 33 : résultats de l'analyse discriminante linéaire : évolution du taux de bien classés en fonction du nombre de variables prises en compte et coefficients de corrélation des six premières variables avec l'axe factoriel discriminant.....	107
Figure 34 : site de suivi du transport solide sableux	114
Figure 35 : principe de détermination du volume transporté par un évènement de crue adapté d'après la méthode de Laronne et al. (1992).....	115
Figure 36 : principe de mesure de l'épaisseur de la couche active avec les chaînes d'érosion (Laronne et al. 1994).....	117
Figure 37 : comparaison des distributions granulométriques des particules avant et après peinture ..	118
Figure 38 : détection des luminophores sous éclairage ultraviolet (luminophores verts)	119
Figure 39 : distribution spatiale des concentrations en traceurs pour la fraction 0,5-1 mm après la crue du 15 février 2007 ($1,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).....	119
Figure 40 : ensablement des branches principales du réseau hydrographique (sur la base de la reconnaissance de terrain réalisée en hiver 2006)	122
Figure 41 : évolution longitudinale du taux d'ensablement de la rivière Yzeron par tronçon de 250 m	123
Figure 42 : relations entre la pente, le type hydrogéomorphologique et le taux d'ensablement des cours d'eau	124
Figure 43 : ensablement sur les cours d'eau de types B1 (a) et B3 (b)	125
Figure 44 : exemples de seuils artificiels	125
Figure 45 : modélisation des volumes transportés par les crues pour les particules comprises entre 0,5 et 4 mm.....	128
Figure 46 : diagramme de Shields-Yalin pour la mise en mouvement de particules uniformes (modifié d'après Degoutte 2006)	138
Figure 47 : relations entre les forces tractrices critiques et la taille des particules évaluées sur Oak Creek par deux méthodes différentes : Reference Shear Stress (RT) et Largest Grain Shear Stress (LG) (Wilcock 1988, d'après les données de Milhous 1973).....	145
Figure 48 : évolution du paramètre adimensionnel critique de Shields pour les fractions graveleuses (a) et sableuses (b) en fonction du pourcentage de sables sous la surface du lit (Wilcock et al. 2009)....	149

Figure 49 : influence de la pente du lit sur le paramètre adimensionnel critique de Shields (Lamb et al. 2008, basé sur une compilation de données où $Re \geq 102$)	150
Figure 50 : relations puissance spécifique critique - taille des particules mobilisées établies sur plusieurs cours d'eau belges (Petit et al. 2005)	157
Figure 51 : comparaison des puissances spécifiques critiques prédites par le critère adimensionnel $\omega_{ci} = 0,1$ avec les puissances spécifiques observées sur une sélection de mesures réalisées sur lits expérimentaux bien triés (Parker et al. 2011).....	158
Figure 52 : tronçons de cours d'eau suivis pour l'étude des conditions critiques de mise en mouvement	162
Figure 53 : trois relations utilisées d'après les travaux de Petit et al. (2005) : relation établie sur la rivière Rulles (16 km ²), relation composite établie sur 7 cours d'eau de taille moyenne (40 à 500 km ²) et relation composite établie à partir des observations compilées par Petit et al. (2005) sur 4 cours d'eau de tête de bassin versant (0,3 à 12,4 km ² ; $r^2 = 0,88$, $p < 0,05$).....	164
Figure 54 : utilisation des traceurs sur la Chaudanne (traverse n°5)	168
Figure 55 : distribution granulométrique des seuils et des échantillons sélectionnés pour le marquage des particules (traceurs).....	169
Figure 56 : profils en travers du tronçon incisé sur la Chaudanne	171
Figure 57 : profils en travers du tronçon étudié sur les Presles	172
Figure 58 : dispositif de suivi des particules fines sur le ruisseau de la Chaudanne (Barra 2009).....	173
Figure 59 : dispositif de suivi des particules fines sur le ruisseau des Presles (modifié d'après Barra 2009).....	174
Figure 60 : application de l'algorithme de filtrage sur la crue du 18 mai 2006	175
Figure 61 : débits unitaires théoriques de mise en mouvement sur les cinq transects du tronçon suivi de la Chaudanne	177
Figure 62 : relation entre la force tractrice critique et l'axe b de la plus grande particule mise en mouvement	182
Figure 63 : relation entre le paramètre adimensionnel critique de Shields et la taille relative de la plus grande particule mise en mouvement	183
Figure 64 : pourcentage de traceurs mobilisés en fonction du débit unitaire calculé pour le débit de pointe des crues	184
Figure 65 : diamètre médian (d_{50}), diamètre maximal et mode granulométrique des échantillons prélevés sur la Chaudanne lors des crues des 24 et 25 août 2009	186
Figure 66 : concentration des échantillons de matières en suspension prélevés sur la Chaudanne lors des crues des 24 et 25 août 2009 et valeur de turbidité associée.....	186
Figure 67 : débits unitaires théoriques de mise en mouvement sur le tronçon incisé des Presles	189
Figure 68 : concentration des échantillons de matières en suspension prélevés sur les Presles lors des crues des 8 juin, 5 juillet et 9 août 2009	190
Figure 69 : diamètre médian (d_{50}) et mode granulométrique des échantillons prélevés sur les Presles lors des crues des 8 juin et 5 juillet 2009.....	190
Figure 70 : période de retour expérimentale des débits de pointe des chroniques du débit total mesuré (QTM) et du débit naturel reconstitué (QNR).....	193
Figure 71 : évolution de la durée annuelle de dépassement des débits sur la Chaudanne, en valeur absolue (noir) et en valeur relative (rouge)	193

Figure 72 : relation entre les débits de pointe avant et après filtrage (réalisé avec tous les débits de pointe mesurés supérieurs à $0,264 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$)	195
Figure 73 : évolution de la densité de population de la commune de Grézieu-la-Varenne entre 1936 et 2008 (sources : archives départementales du Rhône, INSEE)	198
Figure 74 : évolution de l'occupation du sol des bassins versants du Verdy et du Bouillon (Monts du Lyonnais) de 1820 à 2008	205
Figure 75 : évolution de l'occupation du sol des bassins versants de la Chaudanne et des Prés Mouchettes (Plateau Lyonnais) de 1820 à 2008.....	206
Figure 76 : évolution de l'occupation du sol du bassin versant de l'Yzeron entre 1904 et 2000 (sources : statistiques agricoles annuelles, recensement général agricole et inventaire communal, d'après Cottet 2005)	208
Figure 77a (première partie) : évolution des pourcentages de boisements, de prairies et de labours des communes entre 1904 et 2000 (modifié d'après Cottet 2005)	209
Figure 77b (suite) : évolution des pourcentages de vignes, de cultures fruitières et maraîchères, de friches et de surfaces urbaines des communes entre 1904 et 2000 (modifié d'après Cottet 2005)	210
Figure 78 : coupe stratigraphique et schéma de la topographie de la berge étudiée sur le ruisseau de la Chaudanne (Schmitt 2010, modifié d'après Delile 2009)	212
Figure 79 : berge étudiée (a) et souches d'arbre à la base de la berge (b).....	213
Figure 80 : six phases principales de sédimentation et d'érosion du chenal et du fond de vallée du ruisseau de la Chaudanne (Preusser et al. 2011)	213
Figure 81 : exemple d'un système de noues et de bandes enherbées sur une parcelle agricole (Tim McCabe – USDA)	224
Figure 82 : principaux moyens de lutte contre les incisions.....	227
Figure 83 : schéma de principe pour l'aménagement par étapes de seuils artificiels pour stabiliser les tronçons incisés	235
Figure 84 : aménagement des seuils artificiels en une étape pour stabiliser les tronçons incisés	237
Figure 85 : schéma de principe d'un bassin de dessablement (Syndicat Mixte Géolandes)	241
Figure 86 : sites proposés pour l'implantation de bassins de dessablement et pour le suivi du taux de comblement des faciès lenticules	243
Figure 87 : trois modes d'implantation des déflecteurs.....	244
Figure 88 : présence de matériaux grossiers dans la couche inférieure d'une berge érodée (a) et transpondeurs électroniques (PIT) utilisés pour suivre le transport de la charge de fond grossière (b)	245
Figure 89 : organisation de la mesure des profondeurs pour le calcul du taux de comblement sur une mouille montrant la localisation des transects et des points de mesures (Hilton et Lisle 1993)	247

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : questionnements, hypothèses et méthodes par grand objectif de l'étude	19
Tableau 2 : coefficient de ruissellement et pourcentage de surfaces imperméables des zones urbaines en Malaisie Péninsulaire (Fricke et Lewis 1976 d'après Douglas 1985)	25
Tableau 3 : relations entre la lame d'eau précipitée pendant une averse et le ruissellement avant (1) et après (2) urbanisation dans la ville de Hempstead, Long Island, Etats Unis (Seaburn 1969 d'après Knighton 1984).....	26
Tableau 4 : production sédimentaire de quelques bassins versants sous différentes conditions	31
Tableau 5 : principales interventions humaines directes sur la morphologie des cours d'eau (Malavoi 2007).....	34
Tableau 6 : taux d'agrandissement (Er) de la section à pleins bords des cours d'eau en fonction de l'occupation du sol des versants amont (Hammer 1972)	36
Tableau 7 : taux d'agrandissement (Er) de la section à pleins bords de quelques cours d'eau urbains des Etats Unis	37
Tableau 8 : modifications morphologiques constatées en différentes régions du monde (d'après Chin 2006 ; compilation de 58 études réalisées en Australie, Canada, Etats Unis, Israël, Malaisie, Nigéria, Royaume Uni et Zimbabwe)	39
Tableau 9 : seuil de sensibilité aux impacts de l'urbanisation sur la morphologie et la biologie des cours d'eau	42
Tableau 10 : taux d'agrandissement (Er) de la section à pleins bords des chenaux en fonction de l'âge des surfaces urbaines (Hammer 1972)	44
Tableau 11 : typologie hydrogéomorphologique « naturelle » des cours d'eau de l'Yzeron (Schmitt et al. 2004) : a) dénomination des types de cours d'eau identifiés ; b) variables prises en compte ; c) principales caractéristiques des types de cours d'eau.....	56
Tableau 12 : principales causes des incisions et type d'évolution (Schumm 1999).....	68
Tableau 13 : impacts des incisions de cours d'eau (modifié d'après Bravard et al. 1999)	71
Tableau 14 : distribution des incisions entre les trois unités naturelles du bassin versant	85
Tableau 15 : taux d'imperméabilisation des principaux bassins versants	99
Tableau 16 : distributions granulométriques moyennes des matériaux déstockés au niveau des tronçons incisés et des dépôts de sédiments fins des faciès lenticles.....	126
Tableau 17 : résultats du suivi du transport solide par la méthode des chaînes d'érosion et des traceurs fluorescents.....	127
Tableau 18 : contribution de la fourniture sédimentaire des tronçons incisés au transport annuel moyen pour la fraction 0,5-4 mm.....	129
Tableau 19 : relations de la forme $\theta ci = a. (di/d50)^b$ obtenues sur lits à granulométrie étendue..	141
Tableau 20 : relations entre le paramètre adimensionnel critique de Shields et la pente du lit.....	149
Tableau 21 : relations prédictives des débits unitaires de mise en mouvement	155
Tableau 22 : relations prédictives des puissances spécifiques de mise en mouvement.....	159
Tableau 23 : caractéristiques des tronçons étudiés sur les ruisseaux de la Chaudanne et des Presles	163

Tableau 24 : paramètres utilisés pour l'application des relations prédictives de mise en mouvement	166
Tableau 25 : synthèse des caractéristiques granulométriques des traceurs par rapport à la distribution des sédiments du lit (faciès de type seuil ou radier)	168
Tableau 26 : estimations des coefficients de rugosité totale et de la pente de la ligne d'eau sur le tronçon incisé de la Chaudanne	170
Tableau 27 : conditions théoriques de mise en mouvement pour le ruisseau de la Chaudanne (valeurs moyennes et écart-types)	176
Tableau 28 : conditions hydrauliques et résultats des suivis par traçage réalisés sur la Chaudanne (pour les trois transects exploitables)	181
Tableau 29 : conditions de mise en mouvement pour le ruisseau de la Chaudanne (rappel des valeurs moyennes et des écart-types des estimations, seuils retenus)	187
Tableau 30 : conditions théoriques de mise en mouvement pour le ruisseau des Presles (intervalle des estimations pour les deux transects)	188
Tableau 31 : statistiques annuelles moyennes de dépassement des débits critiques de mise en mouvement	194
Tableau 32 : principes et inconvénients des principales structures de contrôle de pente (d'après Jaeggi et Zarn 1999 et Watson et Biedenharn 1999)	226
Tableau 33 : comparaison des taux de comblement obtenus à partir de la méthode de Hilton et Lisle (1993) et de la méthode simplifiée	248

BIBLIOGRAPHIE

Abbe T.B., Montgomery D.R., 2003. Pattern and processes of wood debris accumulation in the Queets River Basin, Washington. *Geomorphology*, 51 (3), pp. 109-126.

Abdel-Fattah S., Amin A., Van Rijn L.C., 2004. Sand transport in Nile River, Egypt. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130 (6), pp. 488-499.

Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, 1999. La Gestion des rivières - Transport solide et atterrissements - Guide méthodologique. Les études de l'Agence de l'Eau, 65, 92 p.

Allée P., 2003. Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (Limousin, hautes Cévennes, Maures). Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Limoges, 451 p.

Ambroise B., Auzet V., Humbert J., Najjar G., Mercier J.-L., Paul P., Viville D., 1995. Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée : apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *Annales de Géographie*, 104 (581-582), pp. 64-87.

Amoros C., Petts G.E., 1993. Hydrosystèmes fluviaux. Ed. Masson, Paris, 300 p.

Andrews E.D., 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94, pp. 1225-1231.

Arnold C., Boison P., Patton P., 1982. Sawmill Brook: an example of rapid geomorphic change related to urbanization. *Journal of Geology*, 90, pp. 155-166.

Ashiq M., Bathurst J.C., 1999. Comparison of bed load sampler and tracer data on initiation of motion. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125 (6), pp. 661-664.

Ashiq M., Doering J.C., 2006. How incipient motion determination judgment affects different parameters in sediment transport investigation. *Proceedings of the 8th Federal Interagency Sedimentation Conference*, 2-6 April 2006, Reno, Nevada, pp. 264-271.

Auzet V., 1987a. L'érosion des sols cultivés sous l'action du ruissellement. *Annales de Géographie*, 537, pp. 529-555.

Auzet V., 1987b. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques. Rapport pour les Ministères de l'Agriculture et de l'Environnement, CEREG de Strasbourg, Organisation-Environnement, 53 p.

Baade J., 1996. Spatial and temporal variability of discharge and sediment yield in small loess-covered catchments. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 65-74.

Bagnold R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers. *Royal Society of London Proceedings*, A-372, pp. 453-473.

Bagnold R.A., 1986. Transport of solids by natural water flow: evidence for a worldwide correlation. *Royal Society of London Proceedings*, A-405, pp. 369-374.

Barett M.E., Kebbin M.V., Walsh P.M., Malina J.F.Jr., Charbeneau R.J., 1997. Evaluation of the performance of permanent runoff controls: summary and conclusions. Center for Research in Water Resources, Report 97-3, Austin, Texas, 37 p. (<http://www.ce.utexas.edu/centers/crwr/reports/online.html>)

Barling R.D., Moore I.D., 1994. Role of buffer strips in management of waterway pollution: a review. *Environmental Management*, 18 (4), pp. 543-558.

Barra A., 2009. Détermination des conditions critiques de mise en mouvement des particules constituant le lit de deux ruisseaux de tête de bassin (Chaudanne et Presles : Ouest lyonnais). Mémoire de Master 1, Université Lyon II, 128 p.

Batalla R.J., 1997. Evaluating bed-material transport equations using field measurements in a sandy gravel-bed stream, Arbusies River, NE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, pp. 121-130.

Batalla R.J., Martin-Vide J.P., 2001. Thresholds of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river. *Catena*, 44, pp. 223-243.

Bathurst J.C., Leeks G.J.L., Newson M.D., 1986. Relationship between sediment supply and sediment transport for the Roaring river, Colorado, USA. *Proceedings of the Symposium "Drainage basin sediment delivery"*, August 1986, Albuquerque, New Mexico, IAHS Publications n°159, pp. 105-117.

Bathurst J.C., 1987. Critical conditions for bed material movement in steep, boulder-bed streams. *Proceedings of the Symposium "Erosion and sedimentation in the Pacific Rim"*, August 1987, Corvallis, Oregon, IAHS Publications n° 165, pp. 309-318.

Bathurst J.C., Graf W.H., Cao H.H., 1987. Bed load discharge equations for steep mountain rivers. In: Thorne C.R., Bathurst J.C. and Hey R.D., *Sediment Transport in Gravel-bed Rivers*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 453-477.

Bathurst J.C., 2007. Effect of coarse surface layer on bed-load transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133 (11), pp. 1192-1205.

Belleudy P., 2001. Le transport solide en rivière : lacunes de connaissance et besoins méthodologiques. Mémoire HDR, Institut National Polytechnique de Grenoble, 75 p.

Beral-Guyonnet I., 1997. Le climat et la pollution atmosphérique de l'agglomération lyonnaise. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Jean Moulin Lyon III, 490 p.

Bertran P., Fabre L., Franc O., Limondin-Lozouet N., Thiébaud S., 1998. Evolution d'un versant au cours de l'holocène à Vaise (France). *Géographie physique et Quaternaire*, 52 (1), pp. 1-23.

Bertran P., 2004. Soil erosion in small catchments of the Quercy region (southwestern France) during the Holocene. *The Holocene*, 14 (4), pp. 597-606.

Bertrand-Krajewski J.-L., Barraud S., Chocat B., 2000. Need for improved methodologies and measurements for sustainable management of urban water systems. *Environmental Impact Assessment Review*, 20, pp. 323-331.

Billi P., Paris E., 1992. Bed sediment characterization in river engineering problems. *Proceedings of the Symposium "Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basin"*, 24-29 August 1992, Oslo, Norway, IAHS Publications n°210, pp. 11-20.

Billi P., Rinaldi M., 1997. Human impact on sediment yield and channel dynamics in the Arno River basin (central Italy). *Proceedings of Symposium S6*, April 1997, Rabat, Morocco. IASH Publications n°245, pp. 301-311.

Black K.S., Athey S., Wilson P., Evans D., 2006. The use of particle tracking in sediment transport studies : a review. In: Balson P. et al., *Measuring sediment transport on the continental shelf*, *Journal of the Geological Society of London (Special Issue)*.

Blanpain O., Xia Z., 2005. Conception des réseaux d'assainissement : Pluies de projet et norme NF EN 752-2. *Revue Européenne de Génie Civil*, 9 (3), pp. 401-413.

Bledsoe B.P., Watson C.C., 2001a. Effects of urbanization on channel instability. *Journal of the American Water Resources Association*, 37 (2), pp. 255-270.

Bledsoe B.P., Watson C.C., 2001b. Logistic analysis of channel pattern thresholds : meandering, braiding and incising. *Geomorphology*, 38, pp. 281-300.

Bledsoe B.P., Watson C.C., Biedenbarn D.S., 2002. Quantification of incised channel evolution and equilibrium. *Journal of the American Water Resources Association*, 38 (3), pp. 861-870.

Bledsoe B.P., Hawley R., Stein E.D., 2008. Stream channel classification and mapping systems: implications for assessing susceptibility to hydromodification effects in southern California. Southern California coastal water research project, Technical Report 562, 38 p.

Boncompain J., 2009. Analyse diachronique de l'occupation du sol entre 1945 et 2008 par télédétection d'un bassin versant périurbain soumis aux inondations : l'Yzeron. Mémoire de Master 1, Université de Saint Etienne, 83 p.

Bondarev V., Gregory K., 2002. Urbanization and stream channels. *Geography Review*, 15 (5), pp. 10-13.

Booth D.B., 1991. Urbanization and the natural drainage system: impacts, solutions and prognoses. *The Northwest Environmental Journal*, 7 (1), pp. 93-118.

Booth D.B., Montgomery D.R., Bethel J., 1996. Large woody debris in urban streams of the Pacific Northwest. In : Roesner L.A., Effects of watershed development and management on aquatic ecosystems, Engineering Foundation Conference Proceedings, August 1996, Snowbird, Utah, pp. 178-197.

Booth D.B., Jackson C.R., 1997. Urbanization of aquatic systems: degradation thresholds, stormwater detection, and the limits of mitigation. *Journal of the American Water Resources Association*, 33 (5), pp. 1077-1090.

Booth D.B., 2000. Forest cover, impervious surface area, and the mitigation of urbanization impacts in King County. Washington. Prepared for the King County Water and Land Resources Division, 18 p. (<http://water.washington.edu/Research/Reports/forest.pdf>)

Booth D.B., Henshaw P.C., 2001. Rates of channel erosion in small urban streams. *Water, Science and Application*, 2, pp. 17-38.

Boutin A., 2004. Crue de décembre 2003 sur le bassin versant de l'Yzeron (Rhône) : bilan et perspectives de gestion du risque d'inondation. Rapport de fin d'études, DESS Gestion des risques dans les collectivités territoriales, Université Lyon III, 70 p.

Brau I., 2008. Analyse des données pluie-débit du Mercier et de la Chaudanne. Communication orale au séminaire interne du projet ANR AVuPUR, 11 juillet 2008, Lyon.

Bravard J.-P., Peiry J.-L., 1993. La disparition du tressage fluvial dans les Alpes françaises sous l'effet de l'aménagement des cours d'eau. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 88, pp. 67-79.

Bravard J.-P., Petts G.E., 1993. Interférences avec les interventions humaines. In: Amoros C., Petts G.E., Hydrosystèmes fluviaux, Ed. Masson, Paris, pp. 233-253.

Bravard J.-P., 1994. L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles. *Revue de Géographie de Lyon*, 69, pp. 5-10.

- Bravard J.-P., Amoros C., Pautou P., Bornette G., Bournaud M., Creuzé des Chateliers M., Gibert J., Peiry J.-L., Perrin J.-F., Tachet H., 1997. River incision in south-east France : morphological phenomena and ecological effects. *Regulated Rivers : Research and Management*, 13, pp. 1-16.
- Bravard J.-P., Kondolf G.M., Piégay H., 1999. Environmental and societal effects of channel incision and remedial strategies. In: Darby S.E., Simon A., *Incised river channels*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 12, pp. 303-342.
- Bravard J.-P., Petit F., 2000. *Les cours d'eau - Dynamique du système fluvial*. Ed. Armand Colin, Paris, 222 p.
- Bray D.I., Church M., 1980. Armored versus paved gravel beds. *ASCE Journal of the Hydraulics Division*, 106, pp. 1937-1940.
- Breil P., Chocat B., Radojevic B., 2003. A method for assessing urban influence on the flood regime of mid-sized, mixed land-use catchments. *Geophysical Research Abstracts*, 5, 2 p.
- Breil P., Lafont M., Namour P., Perrin J.-F., Vivier A., Bariac T., Sebolo M., Schmitt L., Chocat B., Aucour A.-M., Zuddas P., 2005. Dynamique du carbone et de l'azote en rivière dans un gradient rural-urbain (projet PNRH-65). Acte du colloque de restitution scientifique ECCO, 5-7 décembre 2005, Toulouse, pp. 387-392.
- Breil P., Lafont M., Namour P., Chocat B., Schmitt L., Grosprêtre L., 2006. Impacts hydrologiques, morphodynamiques et écologiques de l'urbanisation sur les petites rivières : développements méthodologiques et premiers résultats. Communication orale au 2ème Séminaire Scientifique de l'Observatoire de Terrain en Hydrologie Urbaine, 25 janvier 2006, Lyon. Communauté Urbaine de Lyon, ZABR.
- Breil P., Grimm N.B., Vervier P., 2007. Surface water groundwater exchanges processes and fluvial ecosystem function : an analysis of temporal and spatial scale dependency. In: Wood P.J., Hannah D.M., Sadler J.P., *Hydroecology and Ecohydrology : Past, Present and Future*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 93-108.
- Breil P., Radojevic B., Chocat B., 2010. Urban development and extreme flow regime changes. *Proceedings of the 6th world FRIEND conference*, 25-29 October 2010, Fez, Morocco, IAHS Publications n°340, pp. 314-319.
- Brookes A., 1988. *Channelized rivers : perspectives for environmental management*. Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, 326 p.
- Brown S.P., 1999. Prediction of stream geometry in the Maryland Piedmont basin based on land use and urbanization. Thesis Master of Science, University of Maryland, 212 p.
- Buffin-Bélanger T., Roy A. G., Kirkbride A.D., 2000. On large-scale flow structures in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 32, pp. 417-435.
- Buffington J.M., Dietrich W.E., Kirchner J.W., 1992. Friction angle measurements on a naturally formed gravel streambed: implications for critical boundary shear stress. *Water Resources Research*, 28 (2), pp. 411-425.
- Buffington J.M., Montgomery D.R., 1997. A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers. *Water Resources Research*, 33 (8), pp. 1993-2029.
- Bunte K., Ergenzinger P., 1989. New tracer techniques for particles in gravel bed rivers. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, pp. 85-90.

- Burges S.J., Wigmosta M.S., Meena J.M., 1998. Hydrological effects of land-use change in a zero-order catchment. *Journal of Hydrologic Engineering*, 3 (2), pp. 86-97.
- Campana N.A., Tucci C.E.M., 2001. Predicting floods from urban development scenarios: case study of the Diluvio basin, Porto Alegre, Brazil. *Urban Water*, 3, pp. 113-124.
- Campbell D., Church M., 2003. Reconnaissance sediment budgets for Lynn Valley, British Columbia: Holocene and contemporary time scales. *Canadian Journal of Earth Science*, 40 (5), pp. 701-713.
- Carson M.A., Griffiths G.A., 1987. Bedload transport in gravel channels. *Journal of Hydrology of New Zealand*, 26 (1), pp. 1-151.
- C.C.EAU, 2000. Projet de contrat de rivière Yzeron Vif - Elaboration d'un plan de gestion du lit, des berges et des boisements. Concept Cours d'EAU, Chambéry, 85 p.
- CERTU, 2003. La ville et son assainissement. Principes, méthodes et outils pour une meilleure intégration dans le cycle de l'eau. Lyon, 503 p.
- Chaïb J., Thorez J.-P., 2003. Techniques d'hydraulique douce - Maîtriser le ruissellement urbain à sa source. Agence Régionale de l'Environnement de Haute Normandie, 4 p.
- Chastan B. et al., 2004. Le ralentissement dynamique pour la prévention des inondations. Guide des Aménagements associant l'épandage des crues dans le lit majeur et leur écrêtement dans de petits ouvrages. Guide technique rédigé à la demande du Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, 104 p.
- Chiari M., 2008. Numerical modelling of bedload transport in torrents and mountain streams. Ph.D. thesis, University of Natural Resources and Applied Life Sciences, Vienna, 212 p.
- Chin A., 1999. The morphologic structure of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 27, pp. 191-204.
- Chin A., Gregory K.J., 2001. Urbanization and adjustments of ephemeral stream channels. *Annals of American Geographers*, 91 (4), pp. 595-608.
- Chin A., 2002. The periodic nature of step-pools mountain streams. *American Journal of Science*, 302, pp. 144-167.
- Chin A., Gregory K.J., 2005. Managing urban river channel adjustments. *Geomorphology*, 69, pp. 28-45.
- Chin A., 2006. Urban transformation of river landscapes in a global context. *Geomorphology*, 79, pp. 460-487.
- Chocat B., 1997. Le rôle possible de l'urbanisation dans l'aggravation du risque d'inondation : l'exemple de l'Yzeron (Lyon). *Revue de Géographie de Lyon*, 72 (4), pp. 273-280.
- Chocat B., 1997. Encyclopédie de l'hydrologie urbaine et de l'assainissement. Ed. Lavoisier, Paris, 1124 p.
- Comby J., 1998. Les paroxysmes pluviométriques dans le couloir Rhodanien. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Jean Moulin Lyon III, 668 p.
- Coleman D., MacRae C., Stein E.D., 2005. Effect of increases in peakflows and imperviousness on morphology of southern California streams. Southern California Coastal Water Research Project, Technical Report 450, 70 p.
- Cordier R., 2006. Vitesse de réaction des affluents de l'Yzeron lors d'impact anthropiques (étude dendrochronologique). Mémoire de Master 1, Université Lyon II, 93 p.

- Cossin M., Piégay H., Saulnier D., 2000. Etude paysagère du patrimoine naturel et bâti lié à l'eau sur le bassin versant de l'Yzeron. Rapport réalisé pour le compte du SEAGYRC, 81 p.
- Cottet M., 2005. Evolution de l'occupation du sol dans le bassin versant de l'Yzeron au 20ème siècle : premiers éléments pour un diagnostic hydrologique. Mémoire de Master 1, Université Lyon III, 105 p.
- Curran J.C., 2007. The decrease in shear stress and increase in transport rates subsequent to an increase in sand supply to a gravel-bed channel. *Sedimentary Geology*, 202, pp. 572-580.
- Daniels M.H., Montebelo A.A., Bernardes M.C., Ometto J.P., De Camargo P.B., Krusche A.V., Ballester M.V., Victoria R.L., Martinelli L.A., 2002. Effects of urban sewage on dissolved oxygen, dissolved inorganic and organic carbon, and electrical conductivity of small streams along a gradient of urbanization in the Piracicaba River Basin. *Water, Air and Soil Pollution*, 136, pp. 189-206.
- Darby S.E., Simon A., 1999. Incised river channels: processes, forms, engineering and management. Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, 442 p.
- De Farcy H., 1950. Paysans du Lyonnais, la vie agricole dans la vallée de l'Yzeron. Institut des Etudes Rhodaniennes, Mémoires et Documents n°5, Lyon, 169 p.
- Degoutte G., 2006. Diagnostic, aménagement et gestion des rivières. Hydraulique et morphologie fluviales appliquées. Ed. Lavoisier, Paris, 394 p.
- Delile H., 2009. Mise en place des formations superficielles dans les fonds de vallées élémentaires du bassin versant de l'Yzeron. Mémoire de Master 1, Université Lyon II, 208 p.
- Desbois D., 2003. Une introduction à l'analyse discriminante avec SPSS pour Windows. *La revue MODULAD*, 30, pp. 19-49.
- Desbordes M., 1989. Principales causes d'aggravation des dommages dus aux inondations par ruissellement superficiel en milieu urbanisé. *Bulletin Hydrologie Urbaine-SHF*, 4, pp. 2-10.
- Devillers B., 2005. Morphogénèse et anthropisation holocènes d'un bassin versant semi-aride : le Gialias, Chypre. Thèse de doctorat en Géographie Physique, Université de Provence Aix-Marseille I, 414 p.
- De Vries M., 1967. Photometric counter for fluorescent tracers. *La Houille Blanche*, 7, pp. 717-722.
- Direction de l'Eau du Grand Lyon, 2007. Autosurveillance du réseau d'assainissement. Présentation des résultats de la modélisation générale du réseau d'assainissement de la communauté urbaine de Lyon. Annexe 8 du manuel d'autosurveillance.
- Doll B.A., Wise-Frederick D.E., Buckner C.M., Wilkerson S.D., Harman W.A., Smith R.E., Spooner J., 2002. Hydraulic geometry relationships for urban streams throughout the piedmont of North Carolina. *Journal of the American Water Resources Association*, 38 (3), pp. 641-651.
- Douglas I., 1976. Urban hydrology. *The Geographical Journal*, 142 (1), pp. 65-72.
- Douglas I., 1985. Urban sedimentology. *Progress in Physical Geography*, 9, pp. 255-280.
- Downs P.W., Gregory K.J., 1993. The sensitivity of river channels in the landscape system. In: Thomas D.S.G., Allison R.J., *Landscape sensitivity*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 15-30.
- Downs P.W., 1994. Characterization of river channel adjustments in the Thames basin, south-east England. *Regulated Rivers: Research and Management*, 9, pp. 151-175.
- Downs P.W., 1995. Estimating the probability of river channel adjustment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, pp. 687-705.

- Downs P.W., 1995. River channel adjustment sensitivity to drainage basin characteristics: Implications for channel management planning in south-east England. In: McGregor D.F.M., Thompson D.A., *Geomorphology and Land Management in a Changing Environment*, chapter 15, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 248-263.
- Downs P.W., Gregory K.J., 1995. Approaches to river channel sensitivity. *Professional Geographer*, 47 (2), pp. 168-175.
- Du Boys M.P., 1879. Le Rhône et les rivières à lit affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, 18 (5), pp. 141-195.
- Dufour S., Moulin B., Piégay H., 2003. Doit-on promouvoir systématiquement l'entretien des lits fluviaux et de leurs marges ?. *Forêt Méditerranéenne*, 24 (3), pp. 335-344.
- Dufour S., 2005. Contrôles naturels et anthropiques de la structure et de la dynamique des forêts riveraines des cours d'eau – Exemple de différents systèmes rhodaniens. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Jean Moulin Lyon III, 243 p.
- Dunne T., Leopold L.B., 1978. *Water in environmental planning*. Ed. Freeman and Co., San Francisco, 818 p.
- El Kadi Abderrezzak K., 2006. Evolution d'un lit de rivières en fonction des apports. Thèse de doctorat en Mécanique, Université Claude Bernard Lyon I, 165 p.
- Ebisemiju F.S., 1989. Patterns of stream channel response to urbanization in the humid tropics and their implications for urban land use planning: a case study from southwestern Nigeria. *Applied Geography*, 9, pp. 273-286.
- Ebisemiju F.S., 1991. Some comments on the use of spatial interpolation techniques in studies of man-induced river channel changes. *Applied Geography*, 11, pp. 21-34.
- Engelund F., Hansen E., 1967. A monograph on sediment transport in alluvial streams. Technical University of Denmark, Ed. Teknisk Forlag, Copenhagen, 62 p.
- Estèbe A., Mouchel J.-M., Thévenot D.R., 1998. Urban runoff impacts on particulate metal concentrations in river Seine. *Water, Air and Soil Pollution*, 108, pp. 83-105.
- Ferguson R., 1987. Accuracy and precision of methods for evaluating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12, pp. 95-104.
- Ferguson R., 1994. Critical discharge for entrainment of poorly sorted gravel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, pp. 179-186.
- Ferguson R., 2005. Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 70, pp. 33-41.
- Flores-Rodriguez J., Bussy A.-L., Thévenot D.R., 1994. Toxic metals in urban runoff : physico-chemical mobility assessment using speciation schemes. *Water, Science and Technology*, 29 (1-2), pp. 83-93.
- Franc O., 2005. Reconstitution paléo-environnementale à partir du contexte géomorphologique de quatre sites archéologiques de la plaine de l'Est lyonnais (Rhône, France). *Quaternaire*, 16 (2), pp. 95-105.
- Galay V.J., 1983. Causes of river bed degradation. *Water Resources Research*, 19 (5), pp. 1057-1090.

Galéa G., Ramez P., Adler M.-J., Rotaru E., 2004. Modélisation statistique des apports de MES associés au régime des crues d'un sous-bassin du Timis-Béga (Roumanie). *Revue des Sciences de l'Eau*, 17 (4), pp. 471-488.

Gallusser W.A., Schenker A., 1992. *Die Auen am Oberrhein. Les zones alluviales du Rhin supérieur*. Ed. Birkhäuser, Berlin, 192 p.

Gippel C.J., 1995. Environmental hydraulics of large woody debris in streams and rivers. *Journal of Environmental Engineering*, 121 (5), pp. 388-395.

Gnouma R., 2006. Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron. Thèse de doctorat en Génie Civil, Institut National des Sciences Appliquées de Lyon, 412 p.

Gob F., Petit F., Bravard J.-P., Ozer A., Gob A., 2003. Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River – France). *Quaternary Science Reviews*, 22, pp. 2111-2124.

Gob F., Houbrechts G., Hiver J.M., Petit F., 2005. River dredging, channel dynamics and bedload transport in an incised meandering river (the river Semois, Belgium). *River Research and Applications*, 21, pp. 791-804.

Gomez B., Church M., 1989. An assessment of bed load sediment transport formulae for gravel bed rivers. *Water Resources Research*, 25 (6), pp. 1161-1186.

Gordon N.D., McMahon T.A., Finlayson B.L., Gippel C.J., Nathan R.J., 2004. *Stream hydrology: an introduction for ecologists*. Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, 444 p.

Graf W.L., 1977. Network characteristics in suburbanizing streams. *Water Resources Research*, 13, pp. 459-463.

GRAIE, 2009. Guide pour la prise en compte des eaux pluviales dans les documents de planification et d'urbanisme. Rédigé par le groupe de travail régional sur la prise en compte des eaux pluviales à l'échelle des bassins versant : Alzate L., Arcos M., Bacot L., Breil P., Brelot E., Chapgier J., Giol S., Le Nouveau N., Lipeme Kouyi G., Martinet A., Morin-Batut C., Padet J., Paquier V., Pierlot D., Senechal C., Sibeud E., Valin K., Valla E.. 79 p.

GREBE, 2000. *Projet de contrat de rivière Yzeron Vif – Etude préalable au volet piscicole*. B. Gontier (auteur), Groupe de Recherche et d'Etude Biologie et Environnement, Lyon, 57 p.

Gregory K.J., Madew J.R., 1982. Land use change, flood frequency and channel adjustments. In: Hey R.D., Bathurst J.C., Thorne C.R., *Gravel-bed rivers*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 27, pp. 757-781.

Gregory K.J., Davis R.J., Downs P.W., 1992. Identification of river channel change to due to urbanization. *Applied Geography*, 12, pp. 299-318.

Gregory K.J., 1995. Human activity and paleohydrology. In: Gregory K.J., Starkel L., Baker V.R., *Global Continental Paleohydrology*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 7, pp. 151-171.

Gregory K.J., 2002. Urban channel adjustments in a management context: an Australian example. *Environmental Management*, 29 (5), pp. 620-633.

Gregory K.J., Chin A., 2002. Urban stream channel hazards. *Area*, 34 (3), pp. 312-321.

Gregory K.J., 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology*, 79, pp. 172-191.

Grosprêtre L. et Schmitt L., 2010. Etude hydrogéomorphologique de l'Yzeron et définition d'indicateurs de suivi – Partie 1 : Diagnostic hydrogéomorphologique des affluents et sous-affluents de l'Yzeron et des branches principales du réseau hydrographique et mesures de réhabilitation. CNRS/UMR 5600. Réalisé pour le compte du Grand Lyon et du SAGYRC, 107 p.

Gurnell A.M., 2003. Wood storage and mobility. American Fisheries Society Symposium, 37, pp. 75-91.

Hammer T.R., 1972. Stream channel enlargement due to urbanization. Water Resources Research, 8 (6), pp. 1530-1540.

Harman W.A., Jennings G.D., Patterson J.M., Clinton D.R., Slate L.O., Jessup A.G., Everhart J.R., Smith R.E., 1999. Bankfull hydraulic geometry relationships for North Carolina streams. Proceedings of the AWRA Wildland Hydrology Symposium, 30 June-2 July 1999, Bozeman, Montana, pp. 401-408.

Harned D.A., 1988. Effects of highway runoff on streamflow and water quality in the Sevenmile Creek basin, a rural area in the piedmont province of North Carolina, July 1981 to July 1982. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2329, 33 p.

Harris T., Richards S., 1995. Design and calibration of a recording bedload trap. Earth Surface Processes and Landforms, 20, pp. 711-720.

Hassan M.A., Ergenzinger P., 2003. Use of tracers in fluvial geomorphology. In: Kondolf G.M., Piégay H., Tools in fluvial geomorphology, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 397-424.

Hastie T; Tibshirani R., Friedman J., 2009. The elements of statistical learning – Data mining, inference and prediction. Ed. Springer, New York, 746 p.

Heitmuller F.T., Asquith W.H., Fang X., Thompson D.B., Wang K.-H., 2005. Literature review for Texas Department of Transportation research project 0-4695: guidance for design in areas of extreme bed-load mobility, Edwards Plateau, Texas. US Geological Survey Open-File Report 2005-1234, 40 p.

Helms B.S., Feminella J.W., Pan S., 2005. Detection of biotic responses to urbanization using fish assemblages from small streams of western Georgia, USA. Urban Ecosystems, 8 (1), pp. 39-57.

Henry C., Amoros C., 1995. Restoration ecology of riverine wetlands: I. A scientific base. Environmental Management, 19 (6), pp. 891-902.

Henshaw P.C., Booth D.B., 2000. Natural restabilization of stream channels in urban watersheds. Journal of the American Water Resources Association, 36 (6), pp. 1219-1236.

Hernandez Buendia V., 2001. Etude dendrochronologique de deux cours d'eau soumis au processus d'exhaussement : la Drôme et le ruisseau du Plateau (Dardilly). Mémoire de Maîtrise, Université Lyon III, 37 p.

Hey R.D., 1978. Determinate hydraulic geometry of river channels. Journal of the Hydraulics Division, 104 (HY6), pp. 869-885.

Hey R.D., 1979. Dynamic process-response model of river channel development. Earth, Surface, Processes and Landforms, 4, pp. 59-72.

Hilton S., Lisle T.E., 1993. Measuring the fraction of pool volume filled with fine sediment. USDA Forest Service, Pacific Southwest Research Station, Research Note PSW-RN-414-WEB, 11 p.

Hollis G.E., 1975. The effects of urbanization on floods of different recurrence intervals. Water Resources Research, 11 (3), pp. 431-435.

- Hollis G.E., Luckett J.K., 1976. The response of natural river channels to urbanization: two case studies from southeast England. *Journal of Hydrology*, 30 (4), pp. 351-363.
- Hooke J.M., 2006. Human impacts on fluvial systems in the Mediterranean region. *Geomorphology*, 319, pp. 311-335.
- Houssel J.-P., 2006. Des débuts de la révolution fourragère dans le lyonnais à la modernisation en petite culture. *Géocarrefour*, 81 (4), pp. 319-326.
- Hupp C.R., 1997. Riparian vegetation, channel incision and ecogeomorphic recovery. *Proceedings of the Conference on Management of Landscapes Disturbed by Channel Incision*, 19-23 May 1997, University of Mississippi, pp 3-11.
- Hupp C.R., 1999. Relations among riparian vegetation, channel incision processes and forms, and large woody debris. In: Darby S.E., Simon A., *Incised river channels*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 9, pp. 219-245.
- Iowa Department of Natural Resources 2006. Iowa construction site erosion control manual. 133 p. (<http://www.ctre.iastate.edu/erosion/>)
- Ingle J.C.Jr, 1966. The movement of beach sand : an analysis using fluorescent grains. *Developments in Sedimentology* n°5. Ed. Elsevier Publishing Company, New York, 231 p.
- Jackson W.L., Beschta R.L., 1982. A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast Range stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 7, pp. 517-527.
- Jacob N., Gob F., Bravard J.-P., Petit F., 2006. Les formes fluviales d'une rivière en gorge, le Chassezac (Cévennes, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, pp. 3-22.
- Jaeggi M.N.R., Zarn B., 1999. Stream channel restoration and erosion control for incised channels in alpine environments. In: Darby S.E., Simon A., *Incised river channels*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 13, pp. 343-370.
- Jezequel C., 2006. Le rôle de la géomorphologie sur les échanges nappe-rivière et les écosystèmes aquatiques interstitiels en milieu pollué (compartiments superficiel et hyporhéique). *Mémoire de Master 1*, Université Lyon II, CEMAGREF-Lyon, 52 p.
- Jones E.B., Helfman G.S., Harper J.O., Bolstad P.V., 1999. Effects of riparian forest removal on fish assemblages in southeastern Appalachian streams. *Conservation Biology*, 13 (6), pp. 1454-1465.
- Julian J.P., Torres R., 2006. Hydraulic erosion of cohesive riverbanks. *Geomorphology*, 76, pp. 193-2006.
- Kauffman G.J., Brant T., 2000. The role of impervious cover as a watershed-based zoning tool to protect water quality in the Christina River basin of Delaware, Pennsylvania and Maryland. *Watershed Management Conference*, 21-24 June 2000, Colorado State University Fort Collins, Colorado.
- Keen-Zebert A., 2007. Channel responses to urbanization: Scull and Mud Creeks in Fayetteville, Arkansas. *Physical Geography*, 28 (3), pp. 249-260.
- Kendal M.G., 1957. A course in multivariate analysis. Ed. Hafner Publishing, New York, volume 2, 180 p.
- Kennedy V., Kouba D., 1970. Fluorescent sand as a tracer of fluvial sediment. *US Geological Survey Professional Paper* 562-E, 13 p.

- King J.G., Emmett W.W., Whiting P.J., Kenworthy R.P., Barry J.J., 2004. Sediment transport data and related information for selected coarse-bed streams and rivers in Idaho. USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station, General Technical Report RMRS-GTR-131, 26 p.
- Kleinhans M.G., van Rijn L.C., 2002. Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128 (4), pp. 412-425.
- Knighton A.D., 1984. *Fluvial forms and processes*. Edward Arnold Editions, London, 218 p.
- Knighton A.D., 1999. The gravel-sand transition in a disturbed catchment. *Geomorphology*, 27, pp. 325-341.
- Knutson M.G., Sauer J.R., Olsen D.A., Mossman M.J., Hemesath L.M., Lannoo M.J., 1999. Effects of landscape composition and wetland fragmentation on frog and toad abundance and species richness in Iowa and Wisconsin, USA. *Conservation Biology*, 13 (6), pp. 1437-1446.
- Komar P.D., 1987. Selective grain entrainment by a current from a bed of mixed sizes: a reanalysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57 (2), pp. 203-211.
- Kondolf G.M., 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*, 28, pp. 225-243.
- Kondolf G.M., 1997. Hungry water: effect of dams and gravel mining on river channels. *Environmental Management*, 21 (4), pp. 553-551.
- Kondolf G.M., Piégay H., Landon N., 2002. Channel response to increased and decreased bedload supply from land use change: contrasts between two catchments. *Geomorphology*, 45, pp. 35-51.
- Kondolf G.M., 2008. Hungry water: managing sediment in rivers. Presentation to the MRC Sediment Workshop, October 2008.
- Konrad C.P., Booth D.B., 2002. Hydrologic trends associated with urban development for selected streams in the Puget Sound Basin, western Washington. USGS Water Resources Investigation Report 02-4040, 40 p.
- Konrad C.P., Booth D.B., Burges S.J., 2005. Effects of urban development in the Puget Lowland, Washington, on interannual streamflow patterns: consequences for channel form and streambed disturbance. *Water Resources Research*, 41 (7), pp. W07009.1-W07009.15.
- Kosmas C., Danalatos N., Cammeraat L.H., Chabart M., Diamantopoulos J., Farand R., Gutierrez L., Jacob A., Marques H., Martinez-Fernandez J., Mizara A., Moustakas N., Nicolau J.M., Oliveros C., Pinna G., Puddu R., Puigdefabregas J., Roxo M., Simao A., Stamou G., Tomasi N., Usai D., Vacca A., 1997. The effect of land use on runoff and soil erosion rates under Mediterranean conditions. *Catena*, 29, pp. 45-59.
- Krejci V., Frutiger A., Kreikenbaum S., Rossi L., 2005. Impact des rejets pluviaux urbains sur les milieux récepteurs. Projet "STORM: assainissement par temps de pluie" initié par l'OFEFP et l'EAWAG, Suisse, 36 p.
- Kuhnle R.A., 1992. Fractional transport rates of bedload on Goodwin Creek. In: Billi P., Hey R.D., Thorne C.R., Tacconi P., *Dynamics of Gravel-bed Rivers*, Ed. J.Wiley & Sons, New York, pp. 141-155.
- Lafont M., Vivier A., Nogueira S., Namour P., Breil P., 2006. Surface and hyporheic oligochaete assemblages in a French suburban stream. *Hydrobiologia*, 564, pp. 183-193.

Lafont M, Jézéquel C., Vivier A., Breil P., Schmitt L., Bernoud S., 2009. Refinement of biomonitoring of urban water courses by combining descriptive and ecohydrological approaches. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 9 (2), 9 p.

Lamarre H., Roy A. G., 2005. Reach scale variability of turbulent flow characteristics in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 68, pp. 95-113.

Lamarre H., MacVicar B., Roy A.G., 2005. Using Passive Integrated Transponders (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75, pp. 736-741.

Lamb M.P., Dietrich W.E., Venditti J.G., 2008. Is the critical Shields stress for incipient motion dependent on channel-bed slope ? *Journal of Geophysical Research*, 113, F02008, 20 p.

Landon N., Piégay H., 1994. L'incision de deux affluents subméditerranéens du Rhône : la Drôme et l'Ardèche. *Revue de Géographie de Lyon*, 69 (1), pp. 63-72.

Landon N., 1999. L'évolution contemporaine du profil en long des affluents du Rhône moyen, constat régional et analyse d'un hydrosystème complexe, la Drôme. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement du Territoire, Université Paris-Sorbonne, 560 p.

Landon N., Piégay H., Bravard J.-P., 1998. The Drôme river incision (France): from assessment to management. *Landscape and Urban Planning*, 43, pp. 119-131.

Lane E.W., 1955. The importance of fluvial morphology in hydrologic engineering. *Proceedings American Society of Civil Engineers*, 81, pp. 1-17.

Lang A., Hönscheidt S., 1999. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena*, 38, pp. 89-107.

Lang A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of south Germany. *Catena*, 51, pp. 209-221.

Larone J.E., Outhet D.N., Duckham J.L., McCabe T.J., 1992. Determining event bedload volumes for evaluation of potential degradation sites due to gravel extraction, N.S.W., Australia. *Proceedings of the Symposium "Erosion and Sediment Transport Monitoring Programmes in River Basin"*, 24-29 August 1992, Oslo, Norway, IAHS Publications n°210, pp. 87-94.

Lawler D.M., 1993. The measurement of river bank erosion and lateral channel change : a review. *Earth, Surface, Processes and Landforms*, 18, pp. 777-821.

Le Bissonais Y., Benkhadra H., Gallien E., Eimberck M., Fox D., Martin P., Douyer C., Ligneau L., Ouvry J.F., 1996. Génèse du ruissellement et de l'érosion diffuse sur sols limoneux : analyse du transfert d'échelle du m² au bassin versant élémentaire agricole. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 3, pp. 51-64.

Lecourieux O., 1999. Répartition spatio-temporelle des précipitations du Grand Lyon. Mémoire de DEA Interface Nature-Société, Université Jean Moulin Lyon III, 100 p.

Lefrançois J., 2007. Dynamiques et origines des matières en suspension sur de petits bassins versants agricoles sur schiste. Thèse de doctorat en Sciences de la Terre, Université de Rennes 1, 253 p.

Lelay Y., Piégay H., Cossin M., 2005. Les enquêtes de perception paysagère à l'aide de photographies. Actes du colloque "Septièmes Rencontres de Théo Quant » janvier 2005, 16 p.

Lenzi M.A., D'Agostino V., Billi P., 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon – Part I: Analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. *Catena*, 36, pp. 171-190.

Leopold L.B., Maddock T.Jr., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U.S. Geological Survey Professional Paper n°252, 57 p.

Leopold L.B., 1968. Hydrology for urban land planning - a guidebook on the hydrologic effects of urban land use. U.S. Geological Survey Circular 554, 18 p.

Levoy F., Monfort O., Larssonneur C., 1997. Transports solides sur les plages macrotidales : traçage fluorescent et application à la côte ouest du Cotentin (France). *Oceanologica Acta*, 20 (6), pp. 811-822.

Liébault F., Clément P., Piégay H., Landon N., 1999. Assessment of bedload delivery from tributaries : The Drôme river case, France. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 31 (1), pp. 108-117.

Liébault F., Clément P., Piégay H., 2001. Analyse géomorphologique de la recharge sédimentaire des bassins versants de la Drôme, de l'Eygues et du Roubion. CNRS-UMR 5600, ONF-service départemental de la Drôme, 132 p.

Liébault F., Piégay H., 2002. Causes of 20th century channel narrowing in mountain and piedmont rivers of southeastern France. *Earth, Surface, Processes and Landforms*, 27 (4), pp. 425-444.

Liébault F., 2003. Les rivières torrentielles des montagnes drômoises : évolution contemporaine et fonctionnement géomorphologique actuel (massifs du Diois et des Baronnies). Thèse de doctorat en Géographie, Aménagement et Urbanisme, Université Lumière Lyon II, 358 p.

Liébault F., Clément P., 2007. La mobilité de la charge de fond de rivières torrentielles méditerranéennes. *Géographie physique et Quaternaire*, 61 (1), pp. 7-20.

Liébault F., Laronne J.B., 2008. Evaluation of bedload yield in gravel-bed rivers using scour chains and painted tracers: the case of the Esconavette torrent (southern French prealps). *Geodinamica Acta*, 21, pp. 23-34.

Limburg K.E., Schmidt R.E., 1990. Patterns of fish spawning in Hudson River tributaries: response to an urban gradient ? *Ecology*, 71 (4), pp. 1238-1245.

Lisle T.E., Eads R.E., 1991. Methods to measure sedimentation of spawning gravels. U.S.D.A. Forest Service, Research Note PSW-411, 7 p.

Lisle T.E., Hilton S., 1992. The volume of fine sediment in pools : an index of sediment supply in gravel bed streams. *Water Resources Bulletin*, 28 (2), pp. 371-383.

Lisle T.E., Hilton S., 1999. Fine bed material in pools of natural gravel bed channels. *Water Resources Research*, 35 (4), pp. 1291-1304.

Lvovich M.I., Chernishov E.P., 1977. Experimental studies on changes in the water balance of an urban area. Proceedings of the Symposium "Effects of Urbanization and Industrialization on the Hydrological Regime and on Water Quality", October 1977, Amsterdam, Netherlands, IAHS Publication n°123, pp. 63-67.

MacVicar B.J., Roy A.G., 2011. Sediment mobility in a forced pool-riffle. *Geomorphology*, 125, pp. 445-456.

Mahaud S., 2000. Implantation d'un réseau de stations météorologiques sur le bassin versant de l'Yzeron. Mémoire de DEA interface Nature-Société, Université Jean Moulin Lyon III.

Maire G., Wilms P., 1986. Transformation d'un système fluvial sous l'effet des aménagements hydrauliques : les réajustements morphodynamiques successifs du cours moyen de la Fecht (Alsace-France), depuis deux siècles. Actes du colloque "Journées d'Hydrologie de Strasbourg, crues et inondations", 16-18 octobre 1986, Strasbourg, pp. 295-324.

Maire G., Schmitt L., Trautmann J., 2003. L'ensablement des rivières issues des Vosges gréseuses. La Moder en amont d'Uberach. In: Gazelle F., Corbonnois J., Vigneau J.-P., Morceaux choisis de littérature scientifique sur la vie des cours d'eau, Ed. Université de Toulouse le Mirail, pp. 39-57.

Malavoi J.R., 1989. Typologie des faciès d'écoulement ou unités morphodynamiques des cours d'eau à haute énergie. Bulletin Français de la Pêche et de la Pisciculture, 315, pp. 189-210.

Malavoi J.R., Souchon Y., 2002. Description standardisée des principaux faciès d'écoulement observables en rivière : clé de détermination qualitative et mesures physiques. Bulletin Français de la Pêche et de la Pisciculture, 365/366, pp. 357-372.

Malavoi J.R., 2005. Aménagement de la franchissabilité piscicole des seuils de l'Yzeron et du Charbonnières – Expertise hydro-géomorphologique. J.R. Malavoi Ingénieur-Conseil, 21 p.

Malavoi J.R., 2006. Retour d'expérience d'opérations de restauration de cours d'eau et de leurs annexes menées sur le bassin RMC. Rapport pour l'Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse, BIOTEC Biologie appliquée, J.R. Malavoi Ingénieur Conseil, 129 p.

Malavoi J.R., 2007. Impacts des seuils en rivière sur l'hydromorphologie et l'écologie des cours d'eau. Journée technique d'information et d'échanges "Ouvrages hydrauliques" de l'Association Rivière Rhône Alpes, 15 mai 2007, Chazelles sur Lyon.

Malavoi J.R., Garnier C.C., Landon N., Recking A., Baran P., 2011. Eléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière. Office National de l'Eau et des Milieux Aquatiques, 219 p.

Mandier P., 1981. La région lyonnaise : un relief tertiaire rajeuni par les glaciers quaternaires. Géocarrefour, 56 (1), pp. 101-107.

Mandier P., 1984. Le relief de la vallée du Rhône au tertiaire et au quaternaire - Essai de synthèse paléogéographique. Thèse d'Etat, Université Lyon II, 654 p.

Mao L., Uyttendaele G.P., Iroumé A., Lenzi M.A., 2008. Field based analysis of sediment entrainment in two high gradient streams located in Alpine and Andine environments. Geomorphology, 93, pp. 368-383.

Marion D.A., Weirich F., 2003. Equal-mobility bed load transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. Geomorphology, 55, pp. 139-154.

Marsaleck J., Chocat B., 2002. International report: stormwater management. Water Science and Technology, 46, pp. 1-17.

Marsh N.A., Western A.W., Grayson R.B., 2004. Comparison of methods for predicting incipient motion for sand beds. Journal of Hydraulic Engineering, 130 (7), pp. 616-621.

Marston R.A., Wick D.A., 1994. Natural variability and forestry impacts in mountain streams of southeastern Wyoming. Proceedings of the AWRA Symposium "Effects of human-induced changes on hydrologic systems", 26-29 June 1994, Jackson Hole, Wyoming, pp. 225-233.

Martin Y., Church M., 2000. Re-examination of Bagnold's empirical bedload formulae. Earth Processes and Landforms, 25, pp. 1011-1024.

Maryland Department of the Environment, 1994. Maryland standards and specifications for soil erosion and sediment control. Maryland Department of the Environment – Water Management Administration, Soil Conservation Service, State Soil Conservation Committee, 234 p.

Meehan W.R., Swanson F.J., Sedell J.R., 1977. Influences of riparian vegetation on aquatic ecosystems with particular reference to salmonid fishes and their food supply. USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station, General Technical Report RM-43, pp. 137-145.

- Megahan W.F., Potyondy J.P., Seyedbagheri K.A., 1992. Best management practices and cumulative effects from the sedimentation in the South Fork Salmon River : an Idaho case study. In: Naiman R.J., Watershed management: balancing sustainability and environmental change, Ed. Springer, New York, chapter 6, pp. 401-414.
- Menéndez-Duarte R., Marquinez J., Fernandez-Menéndez S., Santos R., 2007. Incised channels and gully erosion in northern Iberian peninsula: controls and geomorphic setting. *Catena*, 71, pp. 267-278.
- Meunier M. (coord.), 1995. Compte-rendu de recherche n°3, Bassins versants expérimentaux de Draix. Coll. Etudes du Cemagref, série Equipements pour l'eau et l'environnement, 21, 247 p.
- Meyer-Peter E., Müller R., 1948. Formulas for bedload transport. Proceedings of the 2nd IAHSR Symposium, June 1948, Stockholm, appendix 3, pp. 39-64.
- Milhous R.T., 1973. Sediment transport in a gravel-bottomed stream. Ph.D. thesis, Oregon State University, 232 p.
- Milhous R.T., 2009. An adaptive assessment of the flushing flow needs of the Lower Poudre River, Colorado: first evaluation. Proceedings of the 29th Annual AGU Hydrology Days, 25-27 March 2009, Fort Collins, Colorado, pp. 46-56.
- Miltner R.J., White D., Yoder C., 2004. The biotic integrity of streams in urban and suburbanizing landscapes. *Landscape and Urban Planning*, 69, pp. 87-100.
- Miras Y., Laggoun-Déffarge F., Guenet P., 2004. Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Subboreal in the surroundings of the « narse d'Espinasse » (Puy de Dôme, French Massif Central). *Vegetation History and Archeobotany*, 13, pp. 91-103.
- Montgomery D.R., 1999. Erosional processes at an abrupt channel head : implications for channel entrenchment and discontinuous gully formation. In: Darby S.E., Simon A., Incised river channels, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 10, pp. 247-276.
- Montgomery D.R., Collins B.D., Buffington J.M., Abbe T.B., 2003. Geomorphic effects of wood in rivers. *American Fisheries Society Symposium*, 37, pp. 21-47.
- Morisawa M., Laflure E., 1979. Hydraulic geometry, stream equilibrium and urbanization. In: Adjustments of the fluvial system : a proceedings volume of the Tenth Annual Geomorphology Symposia Series, Binghamton, New York, pp. 333-349.
- Morse C.C., 2001. The response of first and second order streams to urban land-use in Maine, USA. Master of Science Thesis, University of Maine, 98 p.
- Nagasaka A., Yanai S., Sato H., Hasegawa S., 2005. Soil erosion and gully growth associated with cultivation in southwestern Hokkaido, Japan. *Ecological Engineering*, 24, pp. 503-508.
- Nakamura F., Sudo T., Kameyama S., Jitsu M., 1997. Influences of channelization on discharge of suspended sediment and wetland vegetation in Kushiro Marsh, northern Japan. *Geomorphology*, 18, pp. 279-289.
- Namour P., Breil P., Perrin J.F, Gnouma R., Lafont M., Vivier A., Schmitt L., Grosprêtre L., 2007. Rejets par temps de pluie en rivière péri-urbaine : diagnostic et gestion. *L'Eau, l'Industrie et les Nuisances*, 304, pp. 78-86.
- Nanson G.C., Young R.W., 1981. Downstream reduction of rural channel size with contrasting urban effects in small coastal streams of southeastern Australia. *Journal of Hydrology*, 52, pp. 239-255.
- Navratil O., 2005. Débit de pleins bords et géométrie hydraulique : une description synthétique de la morphologie des cours d'eau pour relier le bassin versant et les habitats aquatiques. Thèse de doctorat

en Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement, Institut National Polytechnique de Grenoble, CEMAGREF-Lyon, 244 p.

Navratil O., Albert M.B., Herouin E., 2005. Influence de l'urbanisation sur la morphologie des cours d'eau de l'Yzeron à travers l'analyse du débit à pleins bords et de leur géométrie hydraulique. Rapport de synthèse pour le Ministère de l'Environnement et du Développement Durable, 28 p.

Navratil O., Breil P., Albert M.B., Schmitt L., Grosprêtre L., soumis. Hydrogeomorphic disturbances of small streams to urban runoff at the Yzeron River basin, France. *Journal of Hydrology, Special Issue "Hydrology of peri-urban catchments: processes and modeling"*.

Nawa R.K., Frissell C.A., 1993. Measuring scour and fill of gravel streambeds with scour chains and sliding-bead monitors. *North American Journal of Fisheries Management*, 13, pp. 634-639.

Neller R.J., 1988. A comparison of channel erosion in small urban and rural catchments, Armidale, New South Wales. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13, pp. 1-7.

Nelson E.J., Booth D.B., 2002. Sediment sources in an urbanizing, mixed land-use watershed. *Journal of Hydrology*, 264, pp. 51-68.

Odemerho F.O., 1992. Limited downstream response of stream channel size to urbanization in a humid tropical basin. *Professional Geographer*, 4 (3), pp. 332-339.

Olsen D.S., Whitaker A.C., Potts D.F., 1997. Assessing stream channel stability thresholds using flow competence estimates at bankfull stage. *Journal of the American Water Resources Association*, 33 (6), pp. 1197-1207.

Orser P.N., Shure D.J., 1972. Effects of urbanization on the salamander *Desmognathus Fuscus Fuscus*. *Ecology*, 53 (6), pp. 1148-1154.

Ourso R.T., Frenzel S.A., 2003. Identification of linear and threshold responses in stream along a gradient of urbanization in Anchorage, Alaska. *Hydrobiologia*, 501, pp. 117-131.

Palm R., 1999. L'analyse discriminante décisionnelle : principes et application. Notes de Statistique et d'Informatique de la Faculté universitaire des Sciences agronomiques, 99 (4), 43 p.

Park C.C., 1977. Man-induced changes in stream channel capacity. In: Gregory K.J., *River channel changes*, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, pp. 121-144.

Parker C., Clifford N.J., Thorne C.R., 2011. Understanding the influence of slope on the threshold of coarse grain motion: revisiting critical stream power. *Geomorphology*, 126, pp. 51-65.

Parker, G., Klingeman P. C., 1982. On why gravel bed streams are paved. *Water Resources Research*, 18 (5), pp. 1409-1423.

Parker G., Klingeman P.C., McLean D.G., 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *ASCE Journal of Hydraulic Division*, 108 (4), pp. 544-571.

Patel P.L., Porey P.D., Ghare A.D., Patel S.B., 2009. Entrainment characteristics of nonuniform unimodal and bimodal sediments. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 13 (3), pp. 189-194.

Peiry J.L., 1986. Dynamique fluviale historique et contemporaine du confluent Giffre-Arve (Haute-Savoie). *Revue de géographie de Lyon*, 61 (1), pp. 79-96.

Peiry J.-L., 1987. Channel degradation in the middle Arve river, France. *Regulated Rivers: Research and Management*, 1 (2), pp. 183-188.

Peiry J.L., Salvador P.-G., Nouguier F., 1994. L'incision des rivières dans les Alpes du nord : état de la question. *Revue de géographie de Lyon*, 69 (1), pp. 47-56.

- Perrin J.F., Aste J.P., Badji N., Schmitt L., Breil P., Lafont M., Namour P., Grosprêtre L., 2007. Un Système d'Intégration des Connaissances (SIC) dédié au bassin versant atelier de l'Yzeron. Actes du Colloque STIC & Environnement, 13-15 novembre 2007, Lyon, 9 p.
- Petit F., 1988. Phénomènes influençant la mise en mouvement et le transport des particules en rivières naturelles. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 32 (3), pp. 299-310.
- Petit F., Daxhelet C., 1989. Détermination du débit à pleins bords et de sa récurrence dans différentes rivières de moyenne et haute Belgique. *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, 25, pp. 69-84.
- Petit F., 1990. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15, pp. 135-148.
- Petit F., 1994. Dimensionless critical shear stress evaluation from flume experiments using different gravel beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19, pp. 565-576.
- Petit F., Pauquet A., Pissart A., 1996. Fréquence et importance du charriage dans des rivières à charge de fond caillouteuse. *Géomorphologie : Relief, processus, environnement*, 2, pp. 3-12.
- Petit F., Gob F., Houbrechts G., Assani A.A., 2005. Critical specific stream power in gravel-bed rivers. *Geomorphology*, 69, pp. 92-101.
- Petts G.E., 1984. *Impounded rivers: perspectives for ecological management*. Ed. J.Wiley & Sons, New York, 328 p.
- Piégay H., Maridet L., 1994. Formations végétales arborées riveraines des cours d'eau et potentialités piscicoles (revue bibliographique). *Bulletin Français de Pêche et Pisciculture*, 333, pp. 125-147.
- Piégay H., Pautou G., Ruffinoni C., 2003. *Les forêts riveraines des cours d'eau : écologie, fonction, gestion*. Ed. Institut pour le Développement Forestier, Paris, 464 p.
- Piégay H., Schumm S.A., 2003. System approach in fluvial geomorphology. In: Kondolf M.G., Piégay H., *Tools in fluvial geomorphology*. Ed. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 105-134.
- Piégay H., Walling D.E., Landon N., He Q., Liébault F., Petiot R., 2004. Contemporary changes in sediment yield in an alpine mountain basin due to afforestation (the upper Drôme in France). *Catena*, 55, pp. 183-212.
- Pierron P., 1990. *Processus d'ensablement des cours d'eau des Vosges du nord et problèmes d'aménagement : exemple de la Moder*. Mémoire de Maîtrise de Géographie, Université de Nancy II, 144 p.
- Pizzuto J.E., Hession W.C., McBride M., 2000. Comparing gravel-bed rivers in paired urban and rural catchments of southeastern Pennsylvania. *Geology*, 28 (1), pp. 79-82.
- Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Valentin C., 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, 50, pp. 91-133.
- Powell D.M., 1998. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed rivers. *Progress in Physical Geography*, 22 (1), pp. 1-32.
- Powell D.M., Brazier R.E., Nichols M., Wainwright J., Parsons A.J., 2003. Stream-bed scour and fill in low-order ephemeral stream channels. In: Renard K.G., McElroy S.A., Gburek W.J., Canfield H.E., Scott R.L., *First Interagency Conference on Research in the Watersheds*, USDA Agricultural Research Service, 27-30 October 2003, Benson, Arizona, pp. 180-184.

Preusser F., Degering D., Fuchs M., Hilgers A., Kadereit A., Klasen N., Krbetschek M., Richter D., Spencer J.Q.G., 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *E & G Quaternary Science Journal*, 57 (1-2), pp. 95-149.

Preusser F., Schmitt L., Delile H., Grosprêtre L., 2011. Optically Simulated Luminescence (OSL) dating of the sedimentation history of the Yzeron Basin (Chaudanne sub-catchment), Rhône Valley, France. *Quaternaire*, 22 (1), pp. 73-83.

Privolt G., 2009. Etude diachronique fine de l'occupation du sol depuis deux siècles sur quatre sous-bassins de l'Yzeron : la Chaudanne, le Bouillon, le Verdy et les Prés Mouchettes. Contribution à l'analyse de la mise en place des colluvions sur le bassin versant de l'Yzeron. Mémoire de Master 1, Université Lyon II, 121 p.

Privolt G., 2010. Contribution à la reconstitution du paysage du Plateau Lyonnais au cours du 19ème siècle. Interrogation de l'apport des archives iconographiques et constitution d'un inventaire critique d'archives. Mémoire de Master 2, Université Lyon II, 125 p.

Provansal M., Leveau P., 2006. Morphogénèse, anthropisation et changements climatiques : état du champ scientifique. In: Neboit-Guilhot R., Allée P., Lespez L., L'érosion entre société, climat et paléoenvironnement : table ronde en l'honneur du professeur René Neboit-Guilhot, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 2004. Presses Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 191-202.

Radojevic B., 2002. Méthode d'évaluation de l'influence urbaine sur le régime des crues d'un bassin versant de 150 km². Thèse de doctorat en Génie Civil, INSA de Lyon, 239 p.

Radojevic B., Breil P., Chocat B., 2002. Quantification du rôle de l'urbanisation en particulier et de l'usage des sols en général sur les crues de l'Yzeron depuis quarante ans. Programme RIO, Rapport final, 77 p.

Radojevic B., Breil P., Chocat B., 2010. Assessing impact of global change on flood regimes. *International Journal of Climate Change Strategies and Management*, 2 (2), pp. 167-179.

Recking A., 2006. Etude expérimentale de l'influence du tri granulométrique sur le transport solide par charriage. Thèse de doctorat en Mécanique des fluides, INSA de Lyon, 187 p.

Recking A., 2008. Variation du nombre de Shields critique avec la pente. *La Houille Blanche*, 5, p. 59-63.

Reid I., Frostick L.E., 1986. Dynamics of bedload transport in Turkey brook, a coarse-grained alluvial channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp. 143-155.

Reid I., Laronne J.B., Powell D.M., 1995. The Nahal Yatir bedload database: sediment dynamics in a gravel-bed ephemeral stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20, pp. 845-857.

Reid I., Bathurst J.C., Carling P.A., Walling D.E., Webb B.W., 1997. Sediment erosion, transport and deposition. In: Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D., *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*, Ed. J. Wiley & Sons, Chichester, pp. 95-135.

Richards K., 1982. *Rivers: form and process in alluvial channels*. Ed. Methuen & Co., New York, 358 p.

Rickenmann D., 1990. Bedload transport capacity of slurry flows and sediment transport at steep slopes. *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zurich, Mitteilung* 103.

Rickenmann D., 2001. Comparison of bedload transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37 (12), pp. 3295-3305.

Riley S.J., 1972. A comparison of morphometric measures of bankfull. *Journal of Hydrology*, 17, pp. 23-31.

Riley S.P., Busteed G.T., Kats L.B., Vandergon T.L., Lee L.F., Dagit R.G., Kerby J.L., Fisher R.N., Sauvajot R.M., 2005. Effects of urbanization on the distribution and abundance of amphibians and invasive species in southern California streams. *Conservation Biology*, 19 (6), pp. 1894-1907.

Robert S., Costa L., 2008. Guide de lecture des cartes anciennes. Ed. Errance, Paris, 104 p.

Roberts R.G., Church M., 1986. The sediment budget in severely disturbed watersheds, Queen Charlotte Ranges, British Columbia. *Journal Canadien de Recherche Forestière*, 16 (5), pp. 1092-1106.

Rohrer C.A., Roesner L.A., 2005. Matching the critical portion of the flow duration curve to minimize changes in modeled excess shear. 10th International Conference on Urban Drainage, 21-26 August 2005, Copenhagen, Denmark.

Rollet A.J., 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Jean Moulin Lyon III, 305 p.

Rueneuve S., 2001. L'évolution spatio-temporelle des précipitations du Grand Lyon. Mémoire de DEA Interface Nature-Société, Université Jean Moulin Lyon III, 95 p.

Ruiz A., 2006. Etude de l'évolution du débit de mise en mouvement des sédiments du fond du lit de la Chaudanne suite à l'urbanisation de son bassin versant. Rapport de stage de 3ème année de Licence Sciences et Technologies, parcours Géosciences appliquées, Université Lyon I, 51 p.

Saadi Y., 2008. Fractional critical shear stress at incipient motion in a bimodal sediment. *Civil Engineering Dimension*, 10 (2), pp. 89-98.

SAGYRC, 2002. Contrat de rivière Yzeron Vif 2002-2007. Dossier définitif, 54 p.

Sarker L.K., Hossain M.M., 2006. Shear stress for initiation of motion of median sized sediment of no uniform sediment mixtures. *Journal of Civil Engineering*, 34 (2), pp. 103-114.

Sarrazin B., thèse en cours. Réseaux hydrographiques naturels et anthropiques extraits de MNT et d'imagerie spatiale. Vision multi-échelle pour une aide à la modélisation distribuée. Institut Supérieur d'Agriculture et d'Agroalimentaire Rhône-Alpes.

Sauer V.B., Thomas W.O.Jr., Stricker V.A., Wilson K.V., 1983. Flood characteristics of urban watersheds in the United States. USGS Water Supply Paper, 2207, 63 p.

Saynor M.J., Erskine W.D., Evans K.G., 2004. Cross sectional and scour and fill changes in the Ngarradj catchment between 1998 and 2003. Supervising Scientist Report 181, Supervising Scientist, Darwin NT, 94 p.

Schick A.P., Grodek T., Wolman M.G., 1999. Hydrological processes and geomorphic constraints on urbanization of alluvial fan slopes. *Geomorphology*, 31, pp. 325-335.

Schmidt K.-H., Ergenzinger P., 1992. Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods- studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracers techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17 (2), pp. 147-165.

Schmitt L., 2001. Typologie hydro-géomorphologique fonctionnelle de cours d'eau. Recherche méthodologique appliquée aux systèmes fluviaux d'Alsace. Thèse de doctorat en Géographie et Aménagement, Université Louis Pasteur Strasbourg I, 217 p.

Schmitt L., Maire G., Humbert J., 2001. La puissance fluviale : définition, intérêt et limites pour une typologie hydro-géomorphologique de rivières. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 45 (2), pp. 201-224.

Schmitt L., 2002. Définition des zones inondables et diagnostic géomorphologique du bassin versant du ruisseau des Prés Mouchettes. Université Lyon II, CNRS/UMR 5600, 39 p.

Schmitt L., Valette L., Valin K., Piégay H., Hallot E., 2004. Proposition d'une méthode de typologie hydro-géomorphologique des cours d'eau et test sur un sous-bassin du Rhône (bassin de l'Yzeron). *Mosella*, 29 (3-4), pp. 323-340.

Schmitt L., Grosprêtre L., Valette L., Valin K., 2007a. Quelles méthodes de suivi morphodynamique des cours d'eau? 3ème Journée Technique de l'OTHU "Les petites rivières périurbaines : Connaissance des risques, évaluation de la qualité, aide à la décision", 25 janvier 2007, Lyon, France.

Schmitt L., Maire G., Nobelis P., Humbert J., 2007b. Quantitative morphodynamic typology of rivers : a methodological study based on the French Upper Rhine basin. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, pp. 1726-1746.

Schmitt L., Grosprêtre L., Breil P., Lafont M., Vivier A., Perrin J.F., Namour P., Jezequel C., Valette L., Valin K., Cordier R., 2007c. Géomorphologie et gestion environnementale des petits hydrosystèmes péri-urbains : l'exemple du bassin de l'Yzeron. Communication au colloque "La gestion Physique des cours d'eau. Bilan d'une décennie d'ingénierie écologique", 10-12 octobre 2007, Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie Fluviale, Groupe Interuniversitaire de Recherches en Ecologie Appliquée, Direction des Cours d'Eau Non Navigables, Namur, Belgique.

Schmitt L., Grosprêtre L., Breil P., Lafont M., Vivier A., Perrin J.F., Namour P., Jezequel C., Valette L., Valin K., Cordier R., Cottet M., 2008. Préconisations de gestion physique de petits hydrosystèmes périurbains : l'exemple du bassin de l'Yzeron (France). In : Verniers G., Petit F., Actes du Colloque " La gestion physique des cours d'eau : bilan d'une décennie d'ingénierie écologique ", 10-12 octobre 2007, Groupe Interuniversitaire de Recherches en Ecologie Appliquée, Laboratoire d'Hydrographie et de Géomorphologie Fluviale, Direction des Cours d'Eau Non Navigables, Direction Générale des Ressources Naturelles et de l'Environnement - Ministère de Région wallonne, Namur, Belgique, pp. 177-186.

Schmitt L., Lafont M., Trémolières M., Jezequel C., Vivier A., Breil P., Namour P., Valin K., Valette L., 2009. Using hydro-geomorphological typologies in functional ecology: preliminary results in contrasted hydrosystems. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36 (12), pp. 539-548.

Schmitt L., 2010. Dynamique fluviale et gestion environnementale durable des écosystèmes. Application à une grande plaine alluviale (Rhin-Ill, Alsace) et à un hydrosystème périurbain (Yzeron, Ouest Lyonnais). Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Volume 3 : synthèse et perspectives scientifiques, Université Lumière Lyon II, 291 p.

Schoklitsch A., 1950. *Handbuch des Wasserbaues* (2ème édition), Ed. Springer, Wien, 257 p.

Schoklitsch A., 1962. *Handbuch des Wasserbaues* (3ème édition), Ed. Springer, Wien.

Schoonover J.E., Lockaby B.G., Pan S., 2005. Changes in chemical and physical properties of stream water across an urban-rural gradient in western Georgia. *Urban Ecosystems*, 8 (1), pp. 107-124.

Schumm S.A., 1960. The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *USGS Professional Paper* 352-B, pp. 17-30.

Schumm S.A., 1973 : Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In : *Fluvial Geomorphology*, M. Morisawa, Binghamton, pp. 299-310.

Schumm S.A., 1977. *The fluvial system*. Ed. J.Wiley & Sons, New York, 338 p.

Schumm S.A., Harvey M.D., Watson C.C., 1984. *Incised channels: morphology, dynamics and control*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 200 p.

Schumm S.A., 1999. Causes and controls of channel incision. In: Darby S.E., Simon A., Incised river channels, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 2, pp. 19-33.

Sedell J.R., Bisson P.A., Swanson F.J., Gregory S.V., 1988. What we know about large trees that fall into streams and rivers. In: Maser C., Tarrant R.F., Trappe J.M., Franklin J.F., From the forest to the sea : a story of fallen trees, USDA Forest Service, Pacific Northwest Research Station, General Technical Report PNW-GTR 229, Chapter 3, pp. 47-81.

Shi P.-J., Yuan Y., Zheng J., Wang J.-A., Ge Y., Qiu G.-Y., 2007. The effect of land use/cover change on surface runoff in Shenzhen region, China. *Catena*, 69, p. 31-35.

Shields A., 1936. Anwendung der Aehnlich-keits-mechanik und der Turbulenz-forschung auf die Geschiebebewegung. Mitteilungen der Preussischen Versuch-sanstalt fur Wasserbau und Schiffsbau, Heft 26, 26 p. (English translation by W.P. Ott and J.C. van Uchelen, 36 pp., USDA Soil Conservation Service, Pasadena, 1936.)

Shields F.D.Jr., Knight S.S., Cooper C.M., 1995. Rehabilitation of watersheds with incising channels. *Water Resources Bulletin*, 31 (6), pp. 971-982.

Shields F.D.Jr., Brookes A., Haltiner J., 1999. Geomorphological approaches to incised stream channel restoration in the United States and Europe. In: Darby S.E., Simon A., Incised river channels, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 14, pp. 371-394.

Shih S.-M., Komar P., 1990. Differential bedload transport rates in a gravel bed stream : a grain size distribution approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15 (6), pp. 539-552.

Shvidchenko A.B., Pender G., Hoey T.B., 2001. Critical shear stress for incipient motion of sand/gravel streambeds. *Water Resources Research*, 37 (8), pp. 2273-2283.

Simon A., Darby S.E., 1999. The nature and significance of incised river channels. In: Darby S.E., Simon A., Incised river channels, Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, chapter 1, pp. 3-18.

Simon A., Rinaldi M., 2006. Disturbance, stream incision, and channel evolution: The roles of excess transport capacity and boundary materials in controlling channel response. *Geomorphology*, 79, pp. 361-383.

SOCOTEC, 2004. Aptitude du bassin des Verrières (Charbonnières-les-Bains) à assurer son rôle. Rapport d'étude réalisé pour le compte de la société OPTIPARC, mars 2004, 16 p.

Sorriso-Valvo M., Bryan R.B., Yair A., Iovino F., Antronico L., 1995. Impact of afforestation on hydrological response and sediment production in a small Calabrian catchment. *Catena*, 25, pp. 89-104.

Stacey M., Rutherford I., 2007. Testing specific stream power thresholds of channel stability with GIS. Proceedings of the 5th Australian Stream Management Conference "Australian rivers: making a difference", 21-25 May 2007, Albury, New South Wales.

Steege A., Govers G., Nachtergaele J., Takken I., Beuselinck L., Poesen J., 2000. Sediment export by water from an agricultural catchment in the Loam Belt of central Belgium. *Geomorphology*, 33, pp. 25-36.

Steel E.A., Richards W.H., Kelsy K.A., 2003. Wood and wildlife: benefits of river wood to terrestrial and aquatic vertebrates. *American Fisheries Society Symposium*, 37, pp. 235-247.

Steiger J., Gurnell A.M., Ergenzinger P., Snelder D., 2001. Sedimentation in the riparian zone of an incising river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 91-108.

Stillwater Sciences, 2000. Numerical modeling of sediment transport in the Sandy River, Oregon, following removal of Marmot Dam. Technical Report. Environmental Assessment for the Bull Run Hydroelectric Project, FERC Project No. 477, 81p.

Surian N., Cisotto A., 2007. Channel adjustments, bedload transport and sediment sources in a gravel-bed river, Brenta River, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, pp. 1641-1656.

Swanson F.J., Liekaemper G.W., 1982. Interactions among fluvial processes, forest vegetation and aquatic ecosystems, South Fork Hoh River, Olympic National Park. In: Franklin F.J., Starkey E.E., Matthews J.E., *Ecological research in national parks of the Pacific Northwest*, Oregon State University, pp. 30-34.

Tabachnick B.G., Fidell L.S., 1996. *Using multivariate statistics*. Ed. Harper Collins Publishers, New York, 1008p.

Teleki P.G., 1966. Fluorescent sand tracers. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36 (2), pp. 468-485.

Thorne C.R., Hey R.D., Newson M.D., 1997. *Applied fluvial geomorphology for river engineering and management*. Ed. J.Wiley & Sons, Chichester, 376 p.

Tonning B., Walker R., Kosco J., Marshall W., 2005. *Kentucky erosion prevention and sediment control field guide*. Tetra Tech, 97 p. (http://www.kutc.ku.edu/pdf/files/esc_guide.pdf)

Trimble S.W., Mendel A.C., 1995. The cow as a geomorphic agent - a critical review. *Geomorphology*, 13, pp. 233-253.

Trimble S.W., 1997. Contribution of stream channel erosion to sediment yield from urbanizing watershed. *Science*, 278, pp. 1442-1444.

Trustrum N., Gomez B., Page M., Reid L., Hicks D., 1999. Sediment production, storage and output : the relative role of large magnitude events in steep catchments. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 115, pp. 71-86.

Udawatta R.P., Krstansky J.J., Henderson G.S., Garrett H.E., 2002. Agroforestry practices, runoff, and nutrient loss: a paired watershed comparison. *Journal of Environmental Quality*, 31, pp. 1214-1225.

Udawatta R.P., Henderson G.S., Jones J.R., Hammer R.D., 2006. Runoff and sediment from row-crop, row-crop with grass strips, pasture and forests watershed. *Revue des Sciences de l'Eau*, 19 (2), pp. 137-149.

Valette L., 2004. *Typologie hydro-géomorphologique naturelle des cours d'eau du bassin versant de l'Yzeron*. Mémoire de Maîtrise, Université Lyon II, 104 p.

Valin K., 2003. *La sensibilité des ruisseaux du bassin versant de l'Yzeron au phénomène d'incision*. Mémoire de Maîtrise, Université Lyon II, 74 p.

Valin K., 2004. *Intégration d'une typologie hydro-géomorphologique dans l'étude écologique d'un bassin versant périurbain*. Mémoire de D.E.A., Université Lyon II, 52 p.

Verdum R., 2003. Un cas d'incision spectaculaire : le grand ravin Oliveira. In: Corbonnois J., Vigneau J.-P., *Morceaux choisis de littérature scientifique sur la vie des cours d'eau*, Ed. Gazelle F., pp. 95-107.

Véron J., 2007. La moitié de la population vit en ville. *Bulletin mensuel d'information de l'Institut National d'études Démographiques (INED), Population et Sociétés*, 435, 4 p.

Viallon B., 2008. Les phénomènes d'incision dans le bassin versant de l'Yzeron. Analyse comparative de la Beffe, de la Goutte des Verrières et du Prés Mouchettes. Eléments de compréhension et hypothèses prédictives. Mémoire de Master 1, Université Lyon III, 90 p.

Walters D.M., Leigh D.S., Bearden A.B., 2003. Urbanization, sedimentation, and the homogenization of fish assemblages in the Etowah River Basin, USA. *Hydrobiologia*, 494, pp. 5-10.

Wasson J.G., Malavoi J.R., Maridet L., Souchon Y., Paulin L., 1998a. Impacts écologiques de la chenalisation des rivières. Cemagref éditions, collection Etudes, série Gestion des milieux aquatiques, n°14, 158 p.

Wasson R.J., Mazari R.K., Starr B., Clifton G., 1998b. The recent history of erosion and sedimentation on the Southern Tablelands of southeastern Australia: sediment flux dominated by channel incision. *Geomorphology*, 24, pp. 291-308.

Watson C.C., Biedenharn D.S., 1999. Design and effectiveness of grade control structures in incised river channels of north Mississippi, USA. In: Darby S.E., Simon A., Incised river channels, Ed. J. Wiley & Sons, Chichester, chapter 15, pp. 395-422.

Werck S., 2004. Diagnostic des bassins de rétention du sous bassin du ruisseau de Charbonnières. Mémoire de Master I, Université Jean Moulin Lyon III, 58 p.

Whiting P.J., Bradley J.B., 1993. A process-based classification system for headwater streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18, pp. 603-612.

Whitlow J.R., Gregory K.J., 1989. Changes in urban stream channels in Zimbabwe. *Regulated Rivers: Research and Management*, 4, pp. 27-42.

Wilcock P.R., 1988. Methods for estimating the critical shear stress of individual fractions in mixed-size sediment. *Water Resources Research*, 24 (7), pp. 1127-1135.

Wilcock P.R., 1992. Flow competence: a criticism of a classic concept. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17, pp. 289-298.

Wilcock P.R., 1993. Critical shear stress of natural sediments. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119 (4), pp. 194-505.

Wilcock P.R., Barta A.F., Shea C.C., Kondolf G.M., Matthews W.V.G., Pitlick J., 1996a. Observations of flow and sediment entrainment on a large gravel-bed river. *Water Resources Research*, 32 (9), pp. 2897-2909.

Wilcock P.R., Kondolf G.M., Matthews W.V.G., Barta A.F., 1996b. Specification of sediment maintenance flows for a large gravel-bed river. *Water Resources Research*, 32 (9), pp. 2911-2921.

Wilcock P.R., 1998. Two fraction model of initial sediment motion in gravel-bed rivers. *Science*, 280 (5362), pp. 410-412.

Wilcock P.R., Kenworthy S.T., Crowe J.C., 2001. Experimental study of the transport of mixed sand and gravel. *Water Resources Research*, 37 (12), pp. 3349-3358.

Wilcock P.R., Kenworthy S.T., 2002. A two-fraction model for the transport of sand/gravel mixtures. *Water Resources Research*, 38 (10), pp. 1194-1205.

Wilcock P.R., Pitlick J., Cui Y., 2009: Sediment transport primer: estimating bed-material transport in gravel bed rivers. USDA Forest Service, Rocky Mountain Research Station, General Technical Report RMRS-GTR-226, 78 p.

- Williams G.P., 1983. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. I. Cobble and boulder deposits. *Geografiska Annaler* 65A, pp. 227-243.
- Williams G.P., Wolman M.G., 1984. Downstream effects of dams on alluvial rivers. USGS Circular 781, 48 p.
- Wohl E.E., 2000. Mountain rivers. *Water Resources Monograph* 14, Ed. American Geophysical Union, Washington DC, 320 p.
- Wolman M.G., 1954. A method of sampling coarse river bed material. *Transactions of the American Geophysical Union*, 35 (6), pp. 951-956.
- Wolman M.G., Leopold L.B., 1957. River flood plains: some observations on their formation. USGS Professional Paper 282-C, 109 p.
- Wolman M.G., 1967. A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. *Geografiska Annaler*, 49A, pp. 385-395.
- Wondzell S.M., Bisson P.A., 2003. Influence of wood on aquatic biodiversity. *American Fisheries Society Symposium*, 37, pp. 249-263.
- Wong T.S.W., Li Y., 1998. Assessment of changes in overland time of concentration for two opposing urbanization sequences. *Hydrological Sciences Journal*, 43 (1), pp. 115-130.
- Wu W., Wang S.S.Y., Jia Y., 2000. Nonuniform sediment transport in alluvial rivers. *Journal of Hydraulic Research*, 38 (6), pp. 427-434.
- Wu F.-C., Yang K.-H., 2004. A stochastic partial transport model for mixed-size sediment : application to assessment of fractional mobility. *Water Resources Research*, 40 (4), pp. W04501.1-W04501.18.
- Yalin M.S., Karahan E., 1979. Inception of sediment transport. *ASCE Journal of Hydraulics Division*, 105 (HY 11), pp. 1433-1443.

ANNEXES

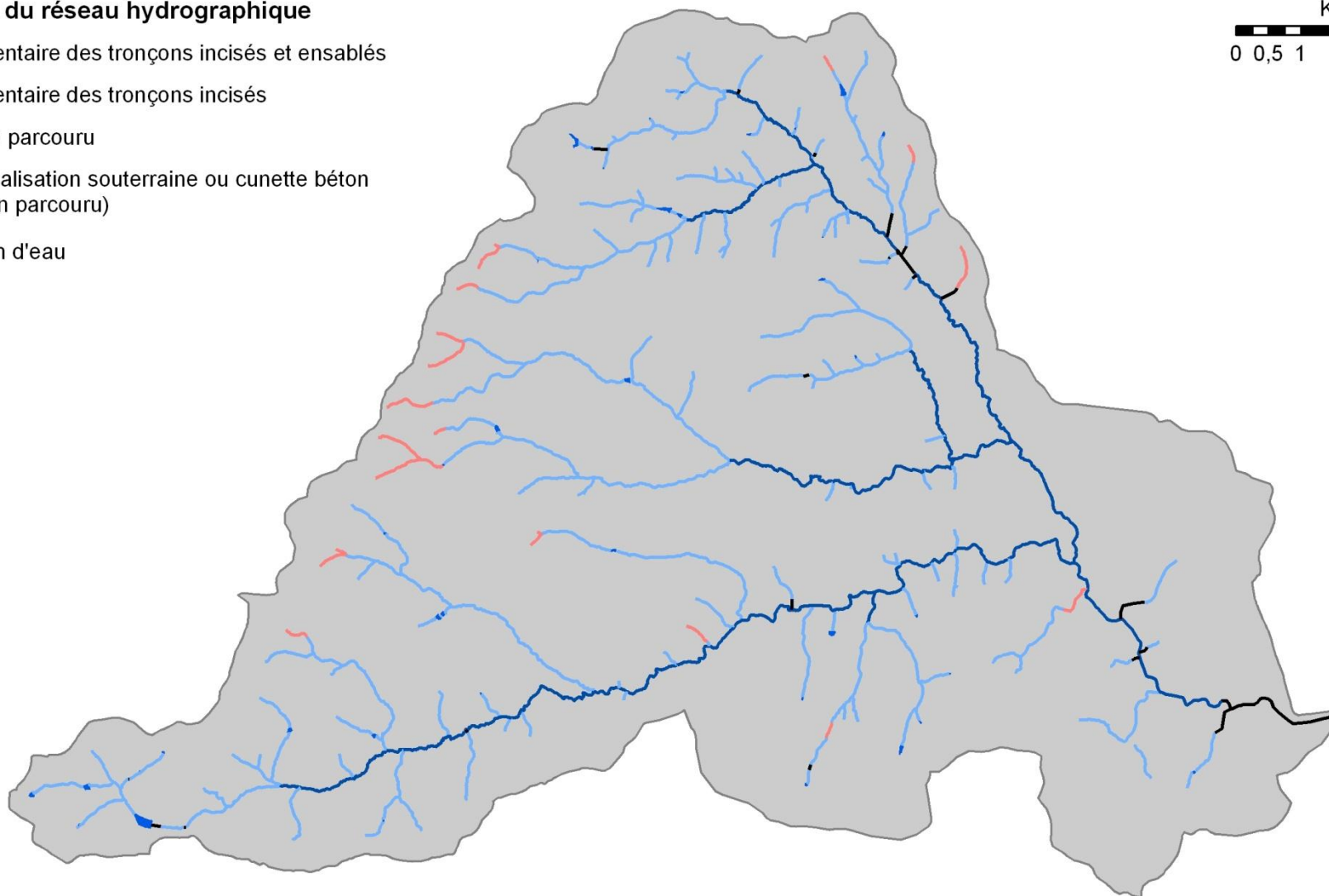
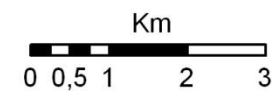
Annexe 1 : cartes

- Annexe 1.1 : parcours du réseau hydrographique pour les inventaires de terrain
- Annexe 1.2 : levés de la géométrie à pleins bords des chenaux
- Annexe 1.3 : inventaire des rejets
- Annexe 1.4 : inventaire des contrôles de pente et des obstacles au transport solide
- Annexe 1.5 : inventaire des tronçons incisés
- Annexe 1.6 : inventaire des portions de cours d'eau ensablées
- Annexe 1.7 : occupation du sol en 1836 d'après la carte de l'état-major de Lyon

Annexe 2 : hydrogrammes annuels du ruisseau de la Chaudanne de 2005 à 2010

Parcours du réseau hydrographique

- inventaire des tronçons incisés et ensablés
- inventaire des tronçons incisés
- non parcouru
- canalisation souterraine ou cunette béton (non parcouru)
- plan d'eau



Annexe 1.1 : parcours du réseau hydrographique pour les inventaires de terrain

Réseau hydrographique

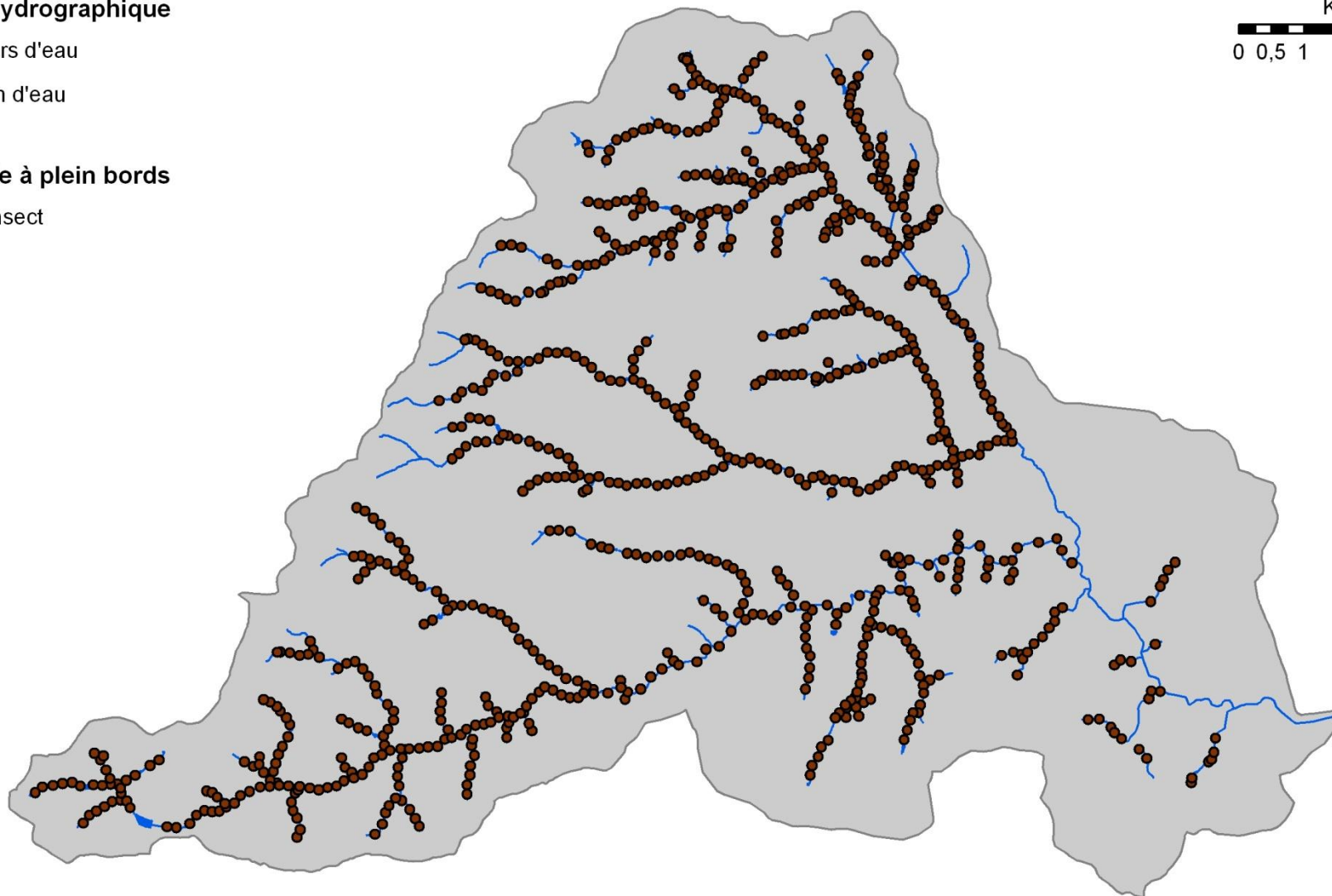
— cours d'eau

■ plan d'eau

Géométrie à plein bords

● transect

Km
0 0,5 1 2 3



Annexe 1.2 : levés de la géométrie à pleins bords des chenaux

Réseau hydrographique

— cours d'eau

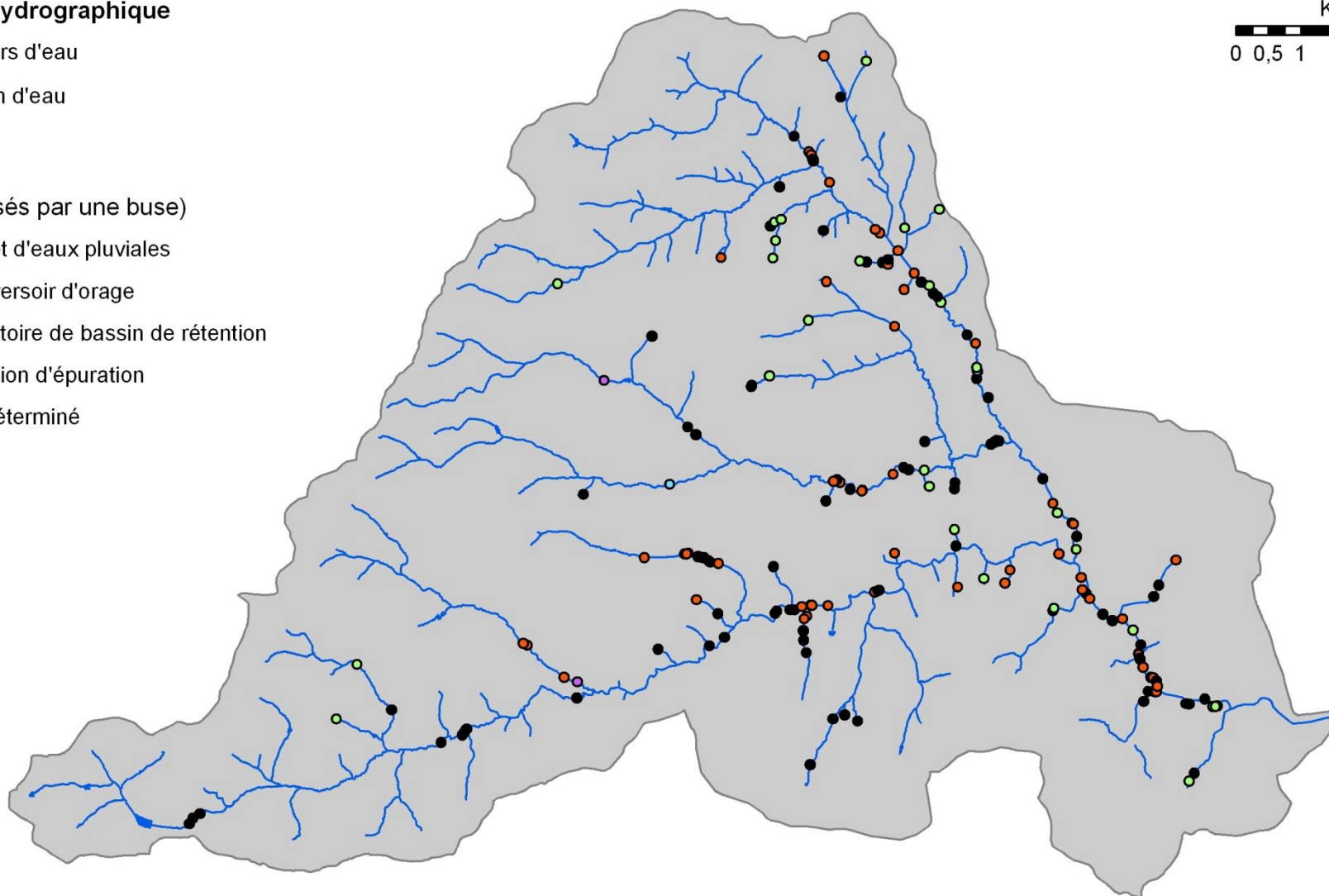
■ plan d'eau

Rejets

(matérialisés par une buse)

- rejet d'eaux pluviales
- déversoir d'orage
- exutoire de bassin de rétention
- station d'épuration
- indéterminé

Km
0 0,5 1 2 3



Annexe 1.3 : inventaire des rejets

Réseau hydrographique

— cours d'eau

■ plan d'eau

Contrôles de pentes et obstacles au transport solide

● seuil > 1 m

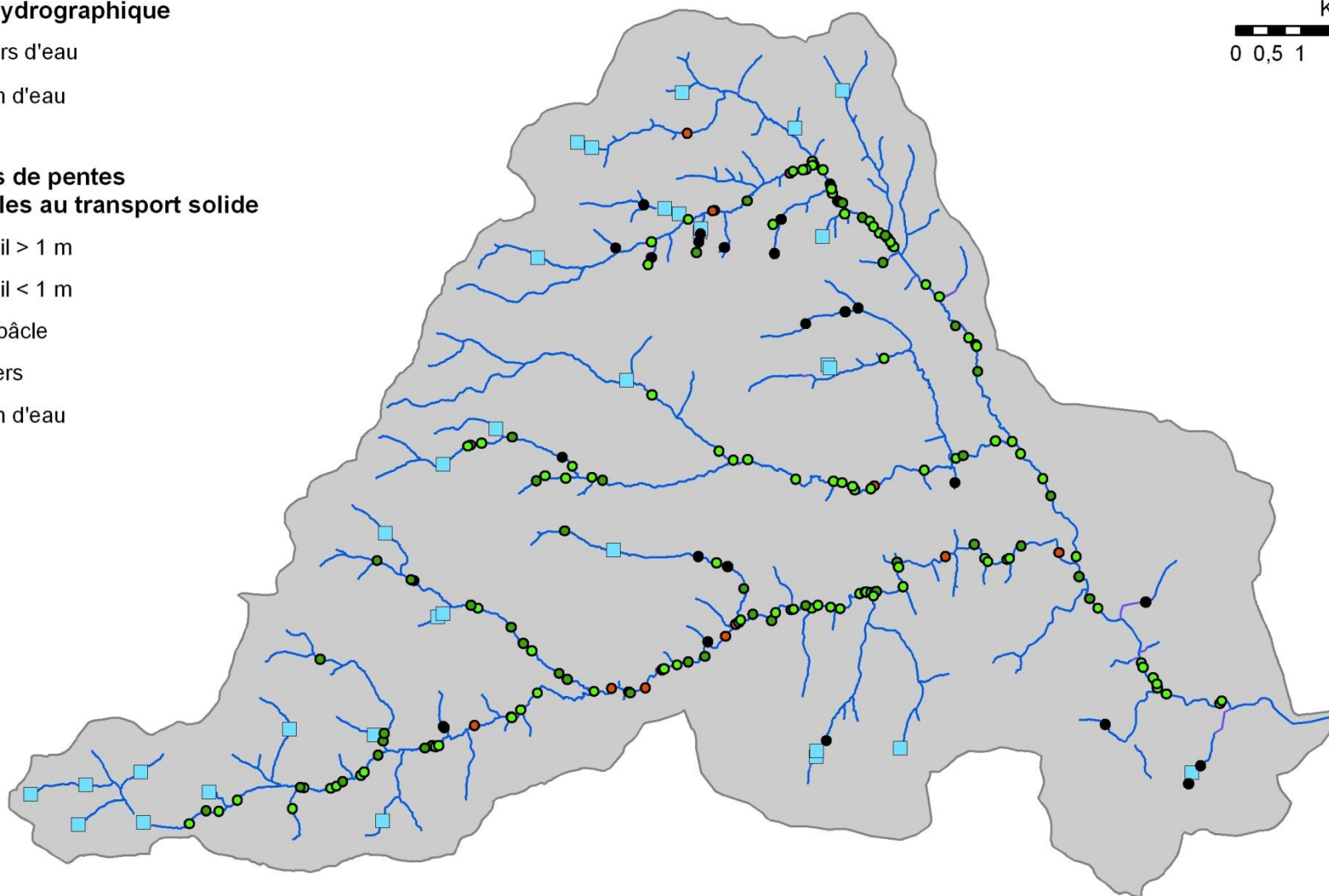
● seuil < 1 m

● embâcle

● divers

■ plan d'eau

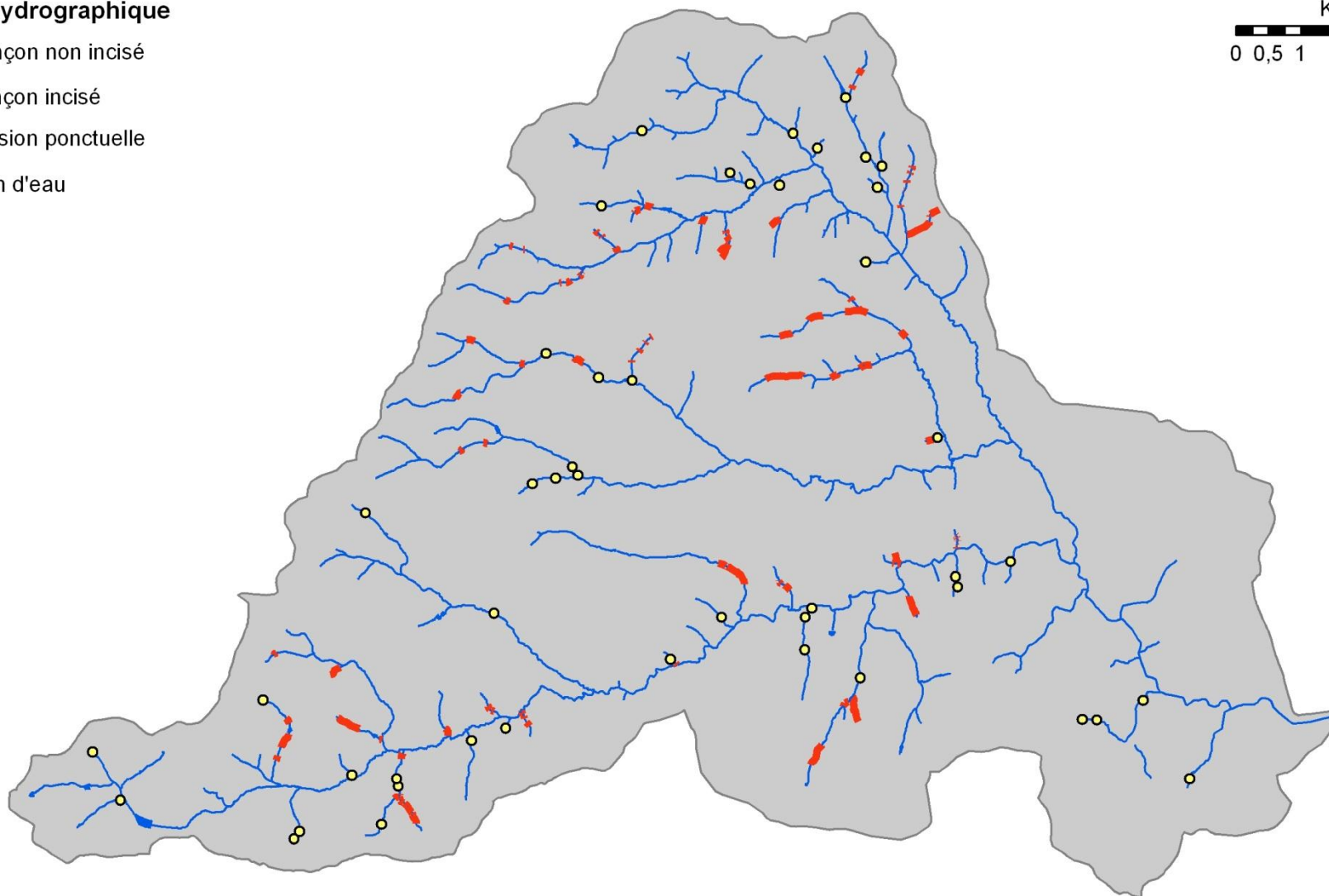
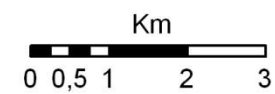
Km
0 0,5 1 2 3



Annexe 1.4 : inventaire des contrôles de pente et des obstacles au transport solide

Réseau hydrographique

- tronçon non incisé
- tronçon incisé
- incision ponctuelle
- plan d'eau



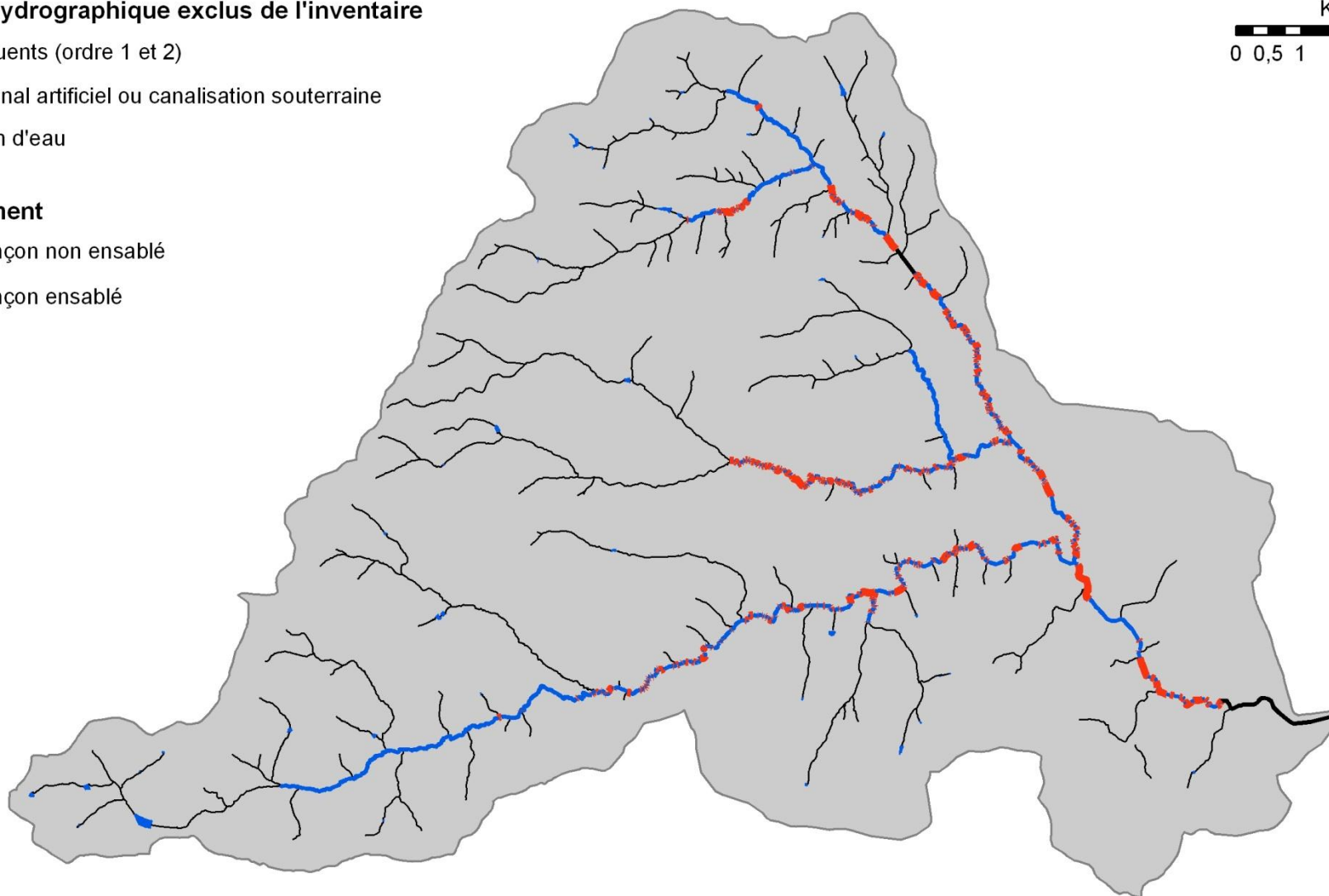
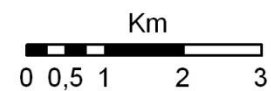
Annexe 1.5 : inventaire des tronçons incisés

Réseau hydrographique exclus de l'inventaire

- affluents (ordre 1 et 2)
- chenal artificiel ou canalisation souterraine
- plan d'eau

Ensablement

- tronçon non ensablé
- tronçon ensablé



Annexe 1.6 : inventaire des portions de cours d'eau ensablées

Réseau hydrographique

— limite du bassin versant

— cours d'eau

Occupation du sol

boisements

prairies

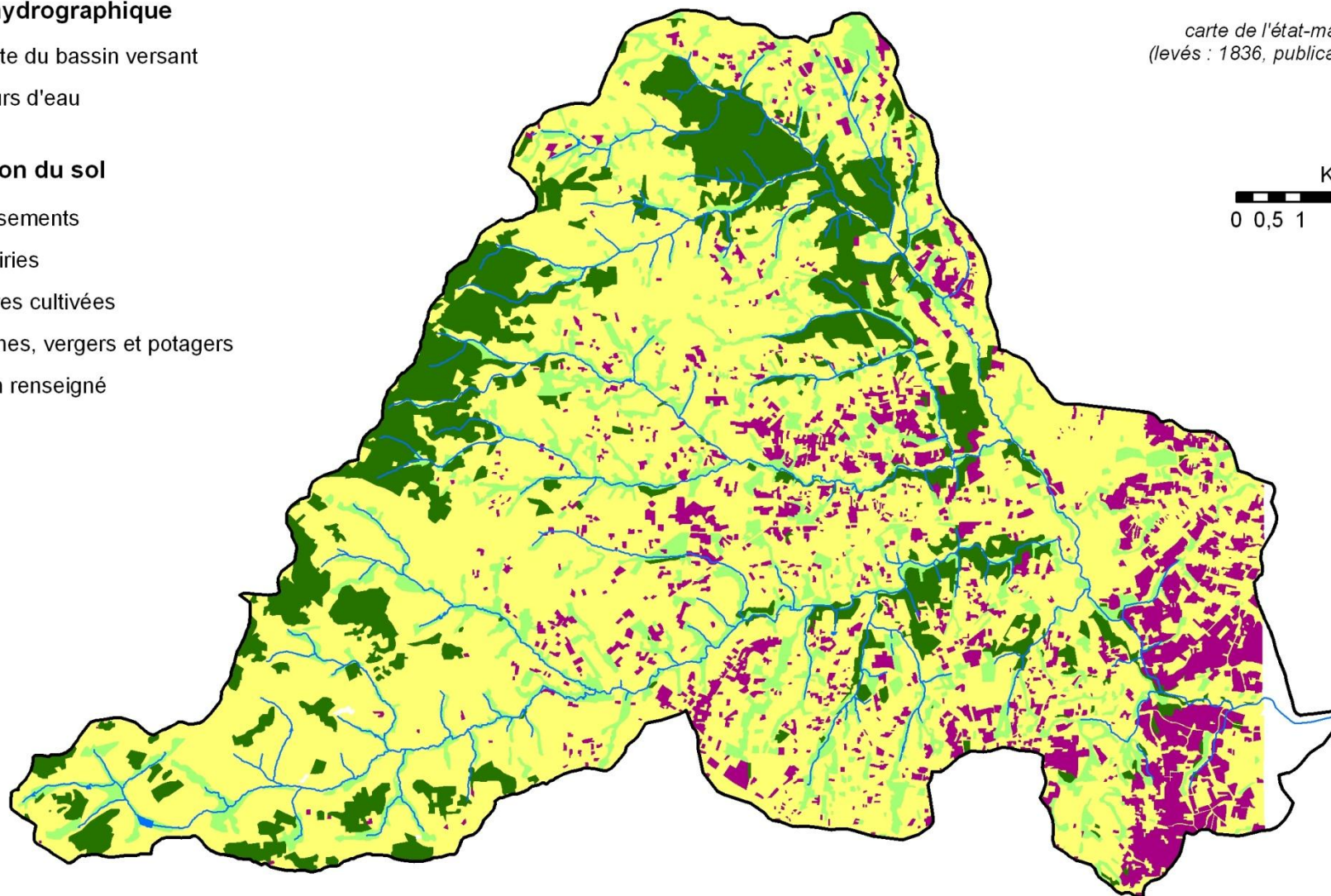
terres cultivées

vignes, vergers et potagers

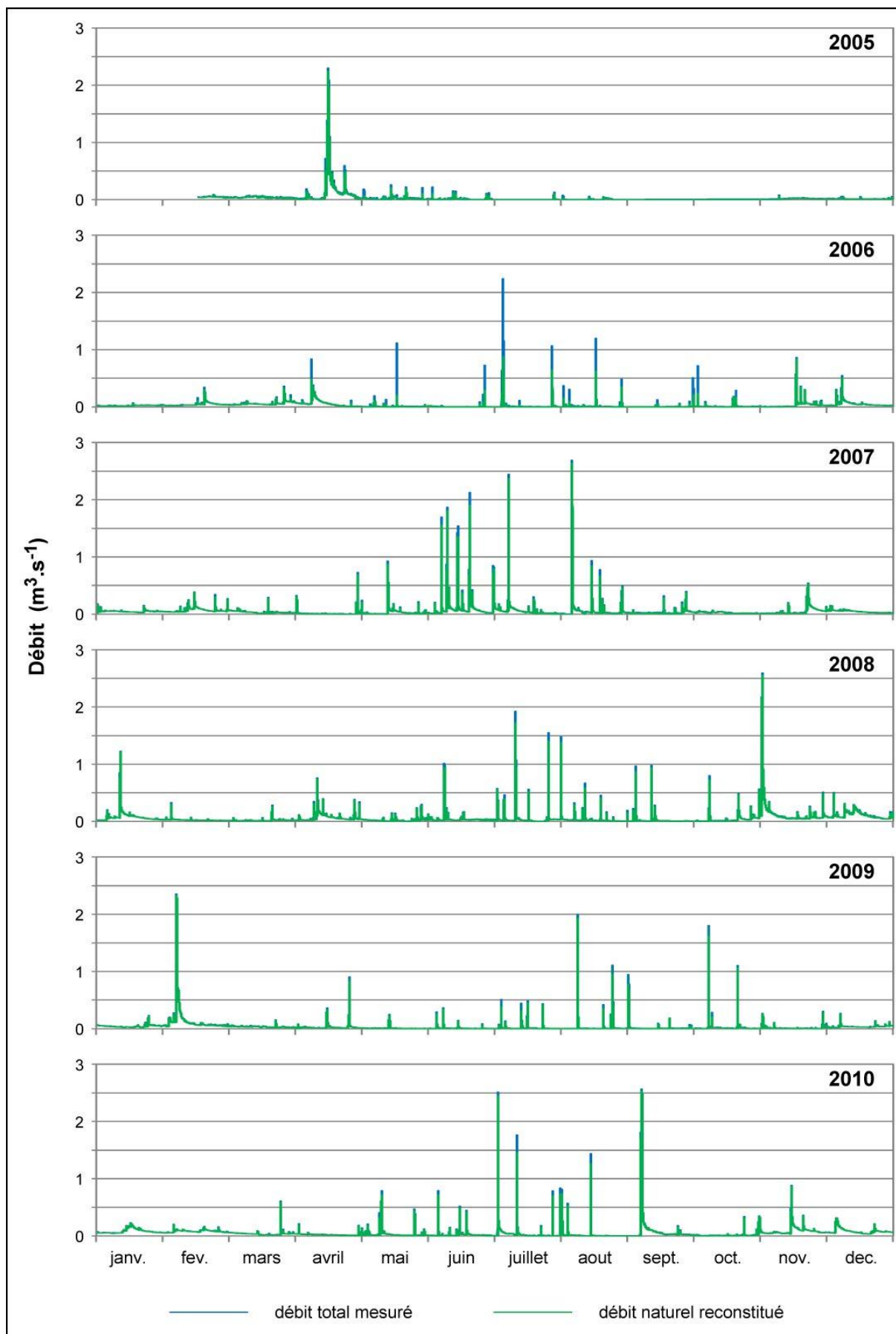
non renseigné

Source :
carte de l'état-major de Lyon
(levés : 1836, publication : 1841)

Km
0 0,5 1 2 3



Annexe 1.7 : occupation du sol en 1836 d'après la carte de l'état-major de Lyon



Annexe 2 : hydrographes annuels du ruisseau de la Chaudanne de 2005 à 2010